

Diplomarbeit

Einfluss der Wolkenbedeckung und atmosphärischen Dämpfung
von verschiedenen Wellenlängen im MIR auf die Verfügbarkeit
optischer Bodenstationen

Eingereicht von Florian Moll

Geboren am 11.09.1980 in Donauwörth

Matrikelnummer: 936715

Ausgeführt bei: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.,
Oberpfaffenhofen

Betreuer: Dipl.-Ing. Markus Knapek (DLR)
Prof. Dr.-Ing. W. Ostritz (FH Jena)

Datum der Themenausgabe: 30.08.2006

Tag der Abgabe: 30.11.2006

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	ii
Abbildungsverzeichnis	iv
Tabellenverzeichnis	vi
Abkürzungsverzeichnis	vii
Symbolverzeichnis	viii
Kurzfassung.....	xii
1 Einleitung.....	1
2 Atmosphärische Effekte	3
2.1 Atmosphärische Dämpfung	3
2.2 Hintergrundstrahlung	6
3 Übertragung mit Wellenlängen im MIR	7
3.1 Transmission der reinen Atmosphäre.....	7
3.1.1 Atmosphärenmodelle	7
3.1.2 Dämpfungsursachen in der reinen Atmosphäre	10
3.1.2.1 Molekulare Absorption	10
3.1.2.2 Rayleigh-Streuung	13
3.1.3 Die verwendeten Simulationstools.....	14
3.1.4 Berechnung der optischen Fenster im MIR	15
3.1.4.1 Transmissionsspektrum der Atmosphäre.....	15
3.1.4.2 Transmission innerhalb der optischen Fenster im MIR	16
3.1.4.3 Transmission unterschiedlicher Atmosphärenmodelle	18
3.1.4.4 Transmission durch unterschiedliche Höhenlagen.....	19
3.2 Dämpfungsverhalten von Wolken.....	20
3.2.1 Vorkommen, Parameter und Klassifikation von Wolken	20
3.2.2 Wolkenmodelle	22
3.2.3 Einfluss der Wellenlänge auf die Wolkendämpfung.....	25
3.2.3.1 Extinktion an sphärischen Partikeln	26
3.2.3.2 Berechnung der Wolkendämpfung.....	30
3.3 Atmosphärische Hintergrundstrahlung	36

3.3.1	Schwarzkörperstrahlung	37
3.3.2	Optische Rauschleistung durch Hintergrundstrahlung im MIR	38
4	Verfügbarkeit der Bodenstationen	40
4.1	Die Satellitenbilder von NOAA/ AVHRR	40
4.2	Räumliche Korrelation von Wetterzellen	43
4.3	Berechnung der Linkverfügbarkeit auf Basis der ECC – Daten	47
4.3.1	Verfügbarkeit eines einzelnen Links	47
4.3.2	Verfügbarkeit mit Bodenstationsdiversität	53
5	Zusammenfassung und Ausblick	61

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Übertragungsszenarien verschiedener in der FSO möglichen PtP-Verbindungen; [Gig04].....	1
Abbildung 2-1: Aufteilung der atmosphärischen Dämpfung in Streuung und Absorption	4
Abbildung 2-2: Örtliche Verteilung der mittleren optische Dicke (links) und Werte entlang der Breitengrad (rechts); [ISCCP]	5
Abbildung 2-3: Gemessenes Hintergrundlicht in der Atmosphäre mit Blick im Zenithwinkel = 45°; [Kar88]	6
Abbildung 3-1: Struktur der unteren Atmosphärenschichten; [Gig04].....	8
Abbildung 3-2: Verlauf des Wasserdampfgehalts für verschiedene Atmosphärenmodelle.....	9
Abbildung 3-3: Absorptionskoeffizient aufgeteilt in Kontinuum- und Linienabsorption bei definiertem Druck und Temperatur [Smi96].....	10
Abbildung 3-4: Bändermodell der Energiestruktur eines Moleküls; [Smi96]	11
Abbildung 3-5: Form einer Absorptionslinie mit Halbwertsbreite α_i ; [Smi96]	12
Abbildung 3-6: Verlauf des Rayleigh - Streukoeffizienten über der Wellenlänge für Normalbedingungen	13
Abbildung 3-7: Auflösung von LibRadtran (20 cm^{-1}) und GENLN2 (0.01 cm^{-1}) im Wellenlängenbereich	14
Abbildung 3-8: Atmosphärische Transmission von NN bis 120 km Höhe berechnet mit LibRadtran. Der Zenith Winkel ist 0° , das verwendete Profil ist Midlatitude Summer.....	15
Abbildung 3-9: Berechnungsergebnis der optische Fenster im MIR. Durch die hoch aufgelöste Berechnung werden die Absorptionslinien sichtbar	17
Abbildung 3-10: Atmosphärische Transmission zwischen $\lambda = 10.5 \mu\text{m}$ und $11 \mu\text{m}$	18
Abbildung 3-11: Transmission verschiedener Atmosphärenmodelle in den optischen Fenster VIII und IX,	19
Abbildung 3-12: Dämpfung der Atmosphäre für zwei unterschiedliche Übertragungsstrecken in den optischen Fenstern VIII und IX	19
Abbildung 3-13: Tröpfchengrößenverteilung des C1 Modells von Deirmendjian ..	23
Abbildung 3-14: Verteilungsdichte der Wassertropfen für verschiedene Stratus – Wolkenmodelle	25
Abbildung 3-15: Werteverlauf der komplexen Brechzahl von Wasser (durchgezogen) und Eis (gestrichelt) wie er im LibRadtran Tool MIE verwendet wird	26
Abbildung 3-16: Mie – Effizienzen über der Tröpfchengröße für $\lambda = 1550 \text{ nm}$	28
Abbildung 3-17: Mie - Effizienzen über der Tröpfchengröße für $\lambda = 10 \mu\text{m}$ (links) und $20 \mu\text{m}$ (rechts)	29

Abbildung 3-18: Mie - Effizienzen über der Wellenlänge für Tröpfchenradius $r_T = 4 \mu m$ (links) und Extinktionseffizienz für drei $r_T = 0.5 \mu m, 4 \mu m$ und $10 \mu m$ (rechts).....	30
Abbildung 3-19: Verlauf des Extintionskoeffizienten einer Deirmendjian C1 Wolke	31
Abbildung 3-20: Dämpfungsverläufe verschiedener Wolkentypen. Die von Stratocumulus und Altostratus sind zweimal enthalten (unten), um die Auswirkung unterschiedlicher Modelle der gleichen Wolken auf die Dämpfung zu zeigen.....	32
Abbildung 3-21: Dämpfungsbereich von Stratus und Stratocumulus. Die Verläufe stehen für die Extremwerte der vertikalen Dicke z beider Wolkentypen.....	33
Abbildung 3-22: Tröpfchengrößenverteilung und Dämpfungsverlauf von Advektions- und Strahlungsnebel.....	34
Abbildung 3-23: Die häufigsten Kristallformen in Eiswolken nach; [Hen04]	35
Abbildung 3-24: Partikelgrößenverteilung und Dämpfungsverlauf von Eiswolken und dünnen Eiswolken	36
Abbildung 3-25: Schwarzkörperstrahlung verschiedener Temperaturen.....	37
Abbildung 3-26: Berechnung der atmosphärischen Hintergrundstrahlung für Meeresspiegelniveau und in einer Höhe von 2 km mit Vergleich zur Schwarzkörperstrahlung bei $T = 300 K$	39
Abbildung 4-1: NOAA – Satellitenaufnahme vom 07.01.04 um 10:46 UTC. Links ist die Wolkenbedeckung, rechts die Klassifikation nach Tabelle 4-1	42
Abbildung 4-2 : Korrelationskoeffizient und statistischer Abhängigkeitsindex um Oberpfaffenhofen und die Hochebende von Calar Alto mit Best Fit Approximation (oben und Mitte) und geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten (unten).....	46
Abbildung 4-3: Wichtungsmatrix für die Mittelung des Monats April 2000 und für die Mittelung der 36 Monatsmittel der Jahre 2000/04/05	49
Abbildung 4-4: Mittlere Wolkenbedeckung $P(W)_{Link}$ berechnet aus den Jahren 2000/04/05 (links) und Gebiet von $P(V)_{Link} > 40 \%$ (weiße Fläche, rechts). ..	49
Abbildung 4-5: Mittlere Wolkenbedeckung über die einzelnen Jahresquartale. Sehr gut zu sehen ist die Dynamik der mittleren Wolkenbedeckung innerhalb eines Jahres	52
Abbildung 4-6: Bodenstationsdiversität: Mehrere HAPs werden verwendet zur stratosphärischen Vernetzung. Wenn ein Link durch Wolken blockiert wird, wird die Verbindung zwischen einem anderen HAP und der darunter liegenden Bodenstation aufgebaut [Hen05]	53
Abbildung 4-7: Verlauf der Verfügbarkeit nach Methode 1 und 2 über das Jahr. Der Abstand zwischen den Linien ist der Korrelationsverlust.....	56
Abbildung 4-8: Lage der Bodenstationen in Deutschland.....	58
Abbildung 4-9: Verteilung der Bodenstationen in Szenario III über Europa.....	59
Abbildung 4-10: Erhöhung der Verfügbarkeit mit der Anzahl der Bodenstationen	60

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Umrechnung der optischen Dicke τ_{opt} in Dämpfung A_{dB}	5
Tabelle 3-1: Für Strahlungsberechnungen gebräuchliche Atmosphärenmodelle ...	9
Tabelle 3-2: Definition der optischen Fenster nach [Pra69].....	15
Tabelle 3-3: Definition der Wolkenstockwerke nach dem internationalen Wolkenatlas; [Häc04].....	22
Tabelle 3-4: Physikalische Parameter gängiger Wolkenarten aus [She89] und [Chu89]; Die beiden Werte von Nebel gelten für Strahlungsnebel und Advektionsnebel	22
Tabelle 3-5: Parameter des C1 Modells und mikrophysikalische Werte; [Dei69]..	23
Tabelle 4-1: ECC-Datenformat. CCC enthält die drei Dezimalstellen des Bedeckungsgrades $0 - 100\%$, T die Bezeichnung für die Wolkenklassifikation 5...8.....	41
Tabelle 4-2: Verfügbarkeit [%] Europäischer Stationen in Prozent. Die Bildkoordinaten beschreiben die Lage der Stationen auf der ECC – Karte. Der linke Wert der Verfügbarkeit ist gilt bei Linkblockade durch alle Wolken, der rechte Werte mit Vernachlässigung dünner Wolken.....	51
Tabelle 4-3: Aufteilung des Jahres in Quartale.....	51
Tabelle 4-4: Verfügbarkeit [%] Europäischer Bodenstationen über die einzelnen Quartale und deren Standardabweichung s . Der linke Wert ist die Verfügbarkeit bei Linkblockade durch alle Wolken, der rechte Werte mit Vernachlässigung dünner Wolken	52
Tabelle 4-5: Berechnung der Systemverfügbarkeit für die Kombination OP – CA. Der rechte Wert gilt bei Berücksichtigung dünner Wolken.....	56
Tabelle 4-6: Korrelationsanalyse der Kombination OP – CAL für die einzelnen Jahre	57
Tabelle 4-7: Berechnung der Systemverfügbarkeit für 4 Stationen in DtInd. Der rechte Wert gilt bei Berücksichtigung dünner Wolken.	58
Tabelle 4-8: Korrelationsanalyse für 4 Stationen in Deutschland für die Jahre 2000/04/05. Der rechte Werte gilt bei Berücksichtigung dünner Wolken.....	58
Tabelle 4-9: Werte von ρ_{Met2} (links) und χ_{Met2} (rechts) für die vier Stationen in Deutschland untereinander	59
Tabelle 4-10: Korrelationsanalyse für Stationen in IRA, CAT, MAR und CAL. Die rechten Werte sind die Verfügbarkeiten bei Berücksichtigung dünner Wolken.	59
Tabelle 4-11: Werte von ρ_{Met2} (links) und χ_{Met2} (rechts) für die 4 Stationen in Südeuropa untereinander.....	60
Tabelle 5-1: Vergleich der Dämpfung verschiedener Wolkentypen bei in der FSO eingesetzten Wellenlängen, der Wellenlänge des CO_2 – Lasers und der Wellenlänge des jeweiligen lokalen Dämpfungsminimum.	61

Abkürzungsverzeichnis

AFGL	Air Force Geophysics Laboratory
APOLLO	AVHRR Processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean
AVHRR/3	Advanced Very High Resolution Radiometer Version 3
CAL	Calar Alto
CAT	Catania
DLR	Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt
ECC	European Cloud Climatology
FIR	Fernes Infrarot
FSO	Free Space Optics
HAP	High Altitude Platform
HITRAN	High-resolution TRANsmission molecular absorption database
IR	Infrarot
IRA	Iraklion
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LOWTRAN	LOW TRANsition code
MAR	Marseille
MIR	Mittleres Infrarot
MODTRAN	MODerate TRANsition code
NIR	Nahes Infrarot
NN	Normal Null
OP	Oberpfaffenhofen
POES	Polar Operational Environmental Satellites
UAV	Unmanned Vehicle
UTC	Universal Time Code
UV	Ultraviolet
VIS	Visuelles Spektrum

Symbolverzeichnis

α_{ext}	Extinktionskoeffizient	$[km^{-1}]$
β_{abs}	molekularer Absorptionskoeffizient	$[1/(Moleküle \cdot cm^{-2})]$
$\beta_{abs,i}$	Absorptionskoeffizient einer Linie	$[1/(Moleküle \cdot cm^{-2})]$
$\beta_{abs,j}$	Absorptionskoeffizient des Gases j	$[1/(Moleküle \cdot cm^{-2})]$
ε	Stoffkonzentration	$[cm^3/m^3]$
η	Transmission des Teleskops	
θ	Zenithwinkel	$[^\circ]$
κ	Wolkensystems - Korrelationszahl	
λ	Wellenlänge	$[\mu m]$
ν	Wellenzahl	$[cm^{-1}]$
ν_0	Mittenwellenzahl einer Absorptionslinie	$[cm^{-1}]$
ρ	Dichte des Mediums	$[g/m^3]$
ρ	Korrelationskoeffizient	
ρ_{FoV}	Sichtwinkel	$[rad]$
ρ_{Met2}	Korrelationskoeffizient nach Methode 2	
ρ_n	atmosphärische Dichte	$[Moleküle/m^3]$
σ_e	Extinktionsquerschnitt	$[m^2]$
$\sigma^2_{X,Y}$	Varianz der Messreihe X bzw. Y	
τ_{opt}	Optische Dicke	
χ	Mie - Größenparameter	
χ	Statistischer Abhängigkeitsindex	
χ_{Met2}	Statistischer Abhängigkeitsindex nach Methode 2	
ψ	Streuwinkel der Mie - Streuung	$[^\circ]$
$\Delta\lambda$	Filterbandbreite	$[nm]$

$\Delta\lambda$	Wellenlängenauflösung	[nm]
$\Delta\nu$	Wellenzahlauflösung	[cm ⁻¹]
Δx	Abstand zwischen zwei Bodenstationen	[km]
Ω_{FoV}	Sichtfeld	[sr]
a_m	Streukoeffizient	
b_m	Streukoeffizient	
c	Lichtgeschwindigkeit $2.998 \cdot 10^8$	[m/s]
d_{Rx}	Durchmesser Sekundärspiegel des Teleskops	[m]
f_0	absorbierte Frequenz	[Hz]
$f(r)$	Partikelgrößenverteilungsfunktion	[Partikel / (cm ³ · μm)]
$g(\nu, \nu_0)$	Linienformfunktion einer Absorptionslinie	[1/cm ⁻¹]
h	Planck'sches Wirkungsquantum $6.626 \cdot 10^{-34}$	[Js]
k	Boltzmannkonstante $1.3807 \cdot 10^{-23}$	[J/K]
n	Molekülanzahl	[Moleküle]
n	Komplexe Brechzahl	
r	Radius eines Wassertropfens	[μm]
r_m	Modenradius	[μm]
r_V	Gasmischungsverhältnis	[ppmV]
s	Standardabweichung	
u_j	Absorptionsmenge des Gases j	[Moleküle/m ²]
A_{dB}	Dämpfung	[dB]
A_{dB}	Dämpfung pro Streckeneinheit	[dB/km]
A_{Rx}	Aperturfläche	[m ²]
CCC	Dezimalstellen des Wolkenbedeckungsgrades	
D_{Rx}	Durchmesser Primärspiegel des Teleskops	[m]

E_1	oberes Energieniveau im Bändermodell	[eV]
E_0	unteres Energieniveau im Bändermodell	[eV]
E	Energie	[eV]
I	Lichtintensität	[W/m ²]
I_0	Anfangslichtintensität	[W/m ²]
L	Strecke in Atmosphäre	[km]
L_e	Strahlungsdichte	[W/(m ² · sr · μm)]
N	Tröpfchenanzahl pro Volumen	[Partikel/cm ³]
$P(V)$	Linkverfügbarkeit	
$P(V_A)$	Linkverfügbarkeit auf Basis einer Sattelitenaufnahme	
$P(V)_{Link}$	mittlere Linkverfügbarkeit über das Jahr	
$P(V)_{Quartal}$	mittlere Linkverfügbarkeit über ein Quartal	
$P(V)_{Met1}$	Linkverfügbarkeit eines Verbundsystems nach Methode 1	
$P(V)_{Met2}$	Linkverfügbarkeit eines Verbundsystems nach Methode 2	
$P(V)_{Verlust}$	Korrelationsverlust der Verfügbarkeit	
$P(W)$	Wahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten	
$P(W_A)$	Wahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten auf Basis einer Sattelitenaufnahme	
$P(W)_{Jahr}$	mittlere Häufigkeit für Wolkenauftreten über das Jahr	
$P(W_1 \cap W_2)$	Verbundwahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten	
$P(W)_{Verbund}$	Verbundwahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten über einer Station auf Basis eines Jahres	
P_a	Gasdruck	[mb]
Q_e	Extinktionseffizienz	
Q_a	Absorptionseffizienz	

Q_e	Streueffizienz	
$S_{I/2}$	Streufeldamplituden der Mie - Streuung	
S_i	Linienstärke einer Absorptionslinie	$[cm^{-1}/(Moleküle \cdot cm^{-2})]$
T	Temperatur	$[K]$
T	Dezimalstelle für Klassifikation des Wolkentyps	
$T(v)$	Transmission des Übertragungspfades	
V	Volumen	$[m^3]$
W	Wassergehalt	$[g/m^3]$

Kurzfassung

Optische Freiraumübertragung ist eine äußerst effiziente Möglichkeit, hohe Datenraten mit kleinen Antennen und geringem Leistungsaufwand über weite Strecken zu übertragen. Die Einsatzgebiete reichen dabei von Verbindungen zwischen Satelliten, über Up- und Down-Links zwischen einer Bodenstation und einem Satelliten bis zu inneratmosphärischen Links. Bei atmosphärischen Down-Links stellen Wolken ein großes Problem dar, da bei dessen Auftreten die Übertragung wegen zu hoher Dämpfung meistens unterbrochen wird. Berechnungen der Mie-Streuung mit mehreren Wolkenmodellen zeigen, dass die Verwendung von verschiedenen Wellenlängen im MIR zwischen $10\ \mu\text{m}$ und $12\ \mu\text{m}$ eine Verbesserung bezüglich der Wolkendämpfung bringt.

Bei Auswahl einer Wellenlänge in diesem Spektralbereich muss auf die atmosphärische Dämpfung geachtet werden, da im MIR viele starke Absorptionslinien existieren. Deren Einfluss wird mit der Simulationssoftware GENLN2 und LibRadtran berechnet.

Um das Problem der Wolkendämpfung zu umgehen, werden mit räumlich hoch aufgelösten Satellitenbildern des Wolkenbedeckungsgrades günstige Standorte für Bodenstationen bestimmt, welche gute Verfügbarkeiten besitzen. Zur Erhöhung dieser wird das Verfahren der Bodenstationsdiversität angewandt und das dabei auftretende Problem der statistischen Abhängigkeit der Wetterzellen gezeigt.

1 Einleitung

Die immer größer werdende Forderung nach hohen Bandbreiten auf der ganzen Welt drängt die Forschung neue Übertragungstechniken und Methoden zu finden, welche für das jeweilige Anwendungsgebiet den besten Nutzen bieten.

Die optische Freiraumübertragung, oft mit FSO (Free Space Optics) bezeichnet, wurde während der letzten vier Dekaden erforscht und weiterentwickelt, um hauptsächlich Luft- und Raumfahrtanwendungen genüge zu tun. Sie bezieht sich auf die Transmission modulierter Lichtstrahlen im visuellen und infraroten Wellenlängenbereich durch die Atmosphäre. Da diese nicht beeinflussbar ist, muss ihr Verhalten verstärkt in den Betrachtungen berücksichtigt werden. Atmosphärische Effekte wie Regen, Wolken und Temperaturschwankungen beeinflussen die Transmission des Laserstrahls und verursachen eine starke Degradierung des übertragenen Signals.

Die FSO bietet vergleichbar mit der Übertragung durch Lichtwellenleiter hohe Datenraten, besitzt aber gleichsam die Flexibilität von Mikrowellensystemen. So erlauben die kurzen Wellenlängen auch ein kompakteres Komponentendesign und niedrigeren Energiebedarf als Mikrowellensysteme, was für Anwendungen in der Luft- und Raumfahrt sehr wichtig ist. Auch ist die Abhörsicherheit wegen des schmalen Divergenzwinkels wesentlich höher. Dies macht inneratmosphärische optische Richtfunkstrecken zu einer attraktiven Alternative. Zukünftige Anwendungen liegen in der Vernetzung von HAPs (High Altitude Platforms, in der Stratosphäre schwebende Kommunikationsplattformen), UAVs (Unmanned Aerial Vehicles, unbemannte Drohnen) und Flugzeugen (zivil und militärisch), wobei diese Flugkörper untereinander oder mit Satelliten optisch verbunden werden können. Verschiedene Szenarien zeigt Abbildung 1-1.

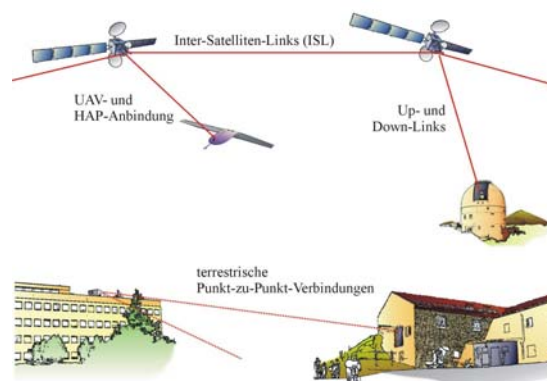


Abbildung 1-1: Übertragungsszenarien verschiedener in der FSO möglichen PtP-Verbindungen; [Gig04]

Die zukunftsnahe Anwendung sind außerhalb der Atmosphäre Inter-Satelliten-Links. Optische Bodenstationen bilden die Schnittstelle zwischen stratosphärischen HAPs und Satelliten mit der Erde. Das Auftreten von Wolken stellt dabei eines der größten Probleme dar, da es nicht beeinflussbar ist und diese bei derzeit verwendeten Wellenlängen im NIR (nahes Infrarot) eine Dämpfung verursachen, welche zumeist den Link unterbricht. Mit diesem Problem und einer Minimierung desselben wird sich diese Arbeit auseinandersetzen. Verschiedene Studien und Experimente mit Wellenlängen im mittleren Infrarotbereich (MIR) zeigten, dass mit der Wahl einer Wellenlänge aus diesem Spektrum die Dämpfung durch Wolken verringert werden kann. So wird die atmosphärische Dämpfung auf die Verwendung von MIR-Wellenlängen hin untersucht werden und die Wolken auf ihr wellenlängenabhängiges Dämpfungsverhalten. Eine weitere Möglichkeit die Systemperformance zu verbessern ist die Platzierung der Bodenstation in Gebieten mit möglichst geringer Wolkenauftretswahrscheinlichkeit und die Anwendung eines räumlichen Diversitätsverfahrens mit mehreren Stationen, um das Problem der Wolkendämpfung zu umgehen.

Die vorliegende Arbeit ist in 5 Kapitel gegliedert. Kapitel 1 enthält die Einleitung. In Kapitel 2 wird eine Einführung in die in dieser Arbeit behandelten atmosphärischen Effekte gegeben und Kapitel 3 beschäftigt sich mit der Verwendung von Wellenlängen im MIR. Es werden die Ursachen der Dämpfung in der reinen Atmosphäre beschrieben und diese mit den Simulationstools GENLN2 und LibRadtran berechnet. Weiter wird die Extinktion an sphärischen Teilchen und die Dämpfung mehrerer Wolkenarten anhand der Theorie von Mie berechnet, um Wellenlängen zu identifizieren, welche eine Verbesserung der Signalübertragung durch Wolken möglich machen. Des Weiteren wird auf die atmosphärische Hintergrundstrahlung eingegangen, welche eine eventuelle Verwendung von Wellenlängen im MIR beeinflusst. In Kapitel 4 wird anhand von hoch aufgelösten Satellitenmessdaten des Wolkenbedeckungsgrades zuerst eine Aussage über die Linkverfügbarkeit einzelner Bodenstationen getroffen und dann die Möglichkeit der Steigerung der Linkverfügbarkeit unter Verwendung von Bodenstationsdiversität diskutiert. Dazu wird auch eine Korrelationsanalyse durchgeführt, um die dabei auftretende Abhängigkeit des Wolkenauftretens zwischen den einzelnen Stationen einschätzen zu können. Kapitel 5 beinhaltet dann eine Zusammenfassung der Ergebnisse aus Kapitel 3 und 4 und gibt einen Ausblick auf noch weitere zu führende Betrachtungen.

2 Atmosphärische Effekte

Dieses Kapitel gibt eine kurze Einführung in die für die optische Freiraumübertragung relevanten atmosphärischen Effekte, welche in dieser Arbeit behandelt werden. Diese sind die Dämpfung der Lichtstrahlen durch Streuung und Absorption und die Beeinflussung des Empfangssystems durch Hintergrundstrahlung.

2.1 Atmosphärische Dämpfung

Die Atmosphärische Dämpfung eines gebündelten Lichtstrahls bedeutet eine Abnahme der in Ausbreitungsrichtung propagierenden Intensität. Diese beinhaltet nicht die Auswirkungen der geometrischen Freiraumdämpfung, welche hervorgerufen wird durch die Aufweitung des Lichtstrahls auf Grund der Strahldivergenz. In der Optik spricht man meistens anstatt von Dämpfung von der Extinktion des Lichtes. Mit der extinguierten Lichtmenge geschieht im Wesentlichen zweierlei: Ein Teil wird vom extinguierten Medium aufgenommen (Absorption), indem die Lichtenergie in eine andere Energieform, meist Wärme, umgewandelt wird. Der andere Teil wird aus seiner Richtung abgelenkt und nach allen Seiten zerstreut (Streuung) [Die57]. Die Dämpfung ist gleichzusetzen mit der Extinktion und es gilt für diese:

$$\text{Extinktion} = \text{Streuung} + \text{Absorption}$$

[Hul57]. Abbildung 2-1 fasst die in dieser Arbeit behandelten Arten der Streuung und Absorption zusammen. Die molekulare Absorption und Rayleighstreuung beziehen sich auf die reine Atmosphäre, d.h. die Atmosphäre besteht nur aus Ihren Luftmolekülen und wird somit als vollständig rein von Aerosolen und Wolken betrachtet. Mit der Mie-Streuung kann die Extinktion durch Wassertröpfchen (Wolken) und andere Aerosolen bestimmt werden. Die Auswirkungen von stratosphärischen Aerosolen (Vulkanasche) und bodennahen Aerosolen (Wüstenstaub, Luftverschmutzungen) werden aber in dieser Arbeit nicht behandelt. Die Mie-Streuung berechnet nicht nur die Streuung, sondern auch die Absorption durch das Teilchen.

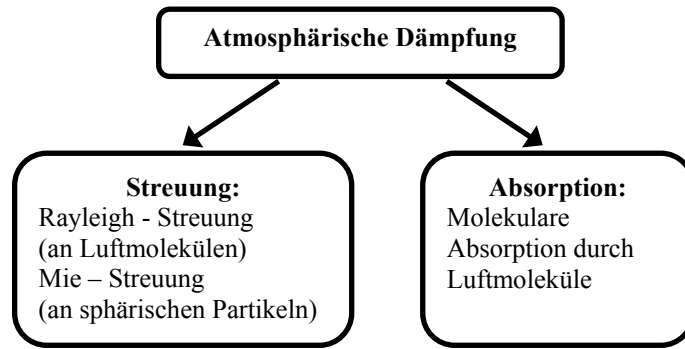


Abbildung 2-1: Aufteilung der atmosphärischen Dämpfung in Streuung und Absorption

Die Lichtenergie eines Strahles schwächt bei Durchlaufen der Atmosphäre auf Grund von Streuung und Absorption ab. Wenn die Dämpfung unabhängig von der Strahlungsintensität ist und die Absorptions- und Streuereignisse unabhängig voneinander sind, kann die atmosphärische Dämpfung mit dem Beer'schen Gesetz beschrieben werden. Dieses beschreibt eine exponentielle Beziehung der austretenden Lichtintensität $I [W/m^2]$ nach Durchlaufen der Strecke $L [km]$ zur eintretenden Lichtintensität $I_0 [W/m^2]$ über den materieabhängigen Extinktionskoeffizienten $\alpha_{ext}(z, \lambda) [km^{-1}]$ [Sha88]. Es lautet

$$I = I_0 \cdot \exp\left(-\int_0^L \alpha_{ext}(z, \lambda) dz\right). \quad (2-1)$$

Der Extinktionskoeffizient ist das Maß für die Abschwächung der Leistung des Lichtes pro Längeneinheit in Ausbreitungsrichtung und vereinigt die Dämpfungseffekte jeglicher Streuung und Absorption mit ihren jeweiligen Koeffizienten

$$\alpha_{ext}(z, \lambda) = \sum_i \alpha_i(z, \lambda). \quad (2-2)$$

Der Extinktionskoeffizient ist orts- und wellenlängenabhängig. Bei Annahme eines homogenen Mediums und ideal monochromatischen Lichtes kann das Beer'sche Gesetz für eine Wellenlänge vereinfacht werden zu

$$I = I_0 \cdot \exp(-\alpha_{ext} \cdot L). \quad (2-3)$$

Diese Formel bildet die Basis für die Berechnung der atmosphärischen Dämpfung einer Wellenlänge eines bestimmten Pfades, dessen Zusammensetzung als homogen angesehen wird. Für die Berechnung der Dämpfung $A_{dB} [dB]$ gilt dann

$$A_{dB} = 10 \cdot \log\left(\frac{I}{I_0}\right) = 10 \cdot \log(\exp(-\alpha_{ext} \cdot L)). \quad (2-4)$$

Der Extinktionskoeffizient und das Längenmaß werden oft zusammengefasst, um die absolute Dämpfung eines Mediums unabhängig von dessen geometrischen Ausmaßen zu beschreiben. Diese Zusammenfassung geschieht in der Definition der optischen Dicke τ_{opt} [-] der Materie. Sie wird berechnet mit

$$\tau_{opt} = \alpha_{ext} \cdot L. \quad (2-5)$$

Für die Dämpfung A_{dB} ergibt sich dann als Näherung

$$A_{dB} = 10 \cdot \log\left(\frac{I}{I_0}\right) = 10 \cdot \tau_{opt} \cdot \log(e) \approx 4,3 \cdot \tau_{opt}. \quad (2-6)$$

Für Werte von $\tau_{opt} < 12$ ist die Gültigkeit des Beer'schen Gesetztes für opake Wolken experimentell bestätigt [Sha88]. Tabelle 2-1 enthält eine Umrechnung zwischen der optischen Dicke und der Dämpfung.

τ_{opt}	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
A_{dB}	4.3	8.6	12.9	17.2	21.5	25.8	30.1	34.4	38.7	43.0

Tabelle 2-1: Umrechnung der optischen Dicke τ_{opt} in Dämpfung A_{dB}

Die globale Verteilung der mittleren optischen Dicke illustriert Abbildung 2-2. Die linke Grafik zeigt eine deutliche Zunahme vom Äquator ausgehend hin zu den höheren Breitengraden. Rechts sieht man, dass die optische Dicke stark abhängig ist von der Saison.

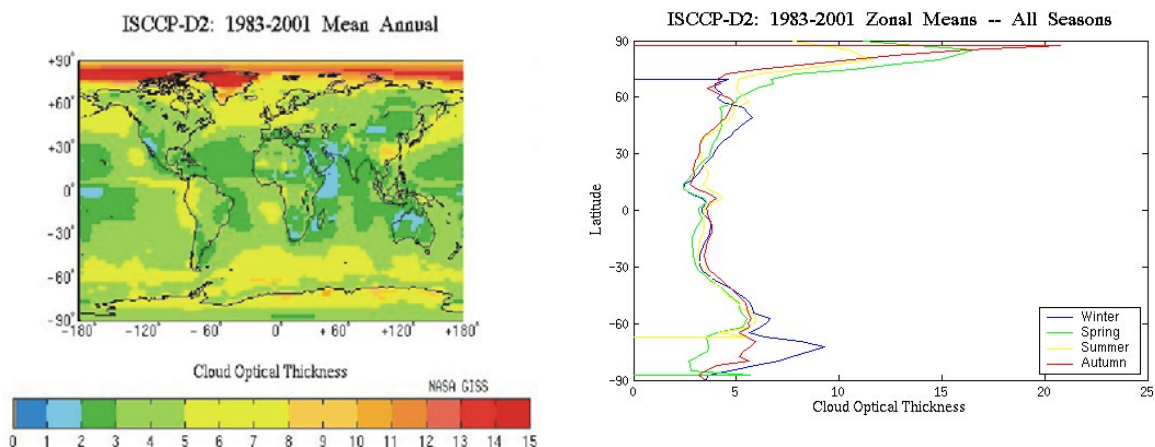


Abbildung 2-2: Örtliche Verteilung der mittleren optische Dicke (links) und Werte entlang der Breitengrade nach ISCCP (rechts); [ISC06]

2.2 Hintergrundstrahlung

Die im freien Raum vorhandene Hintergrundstrahlung und die streckenabhängige optische Leistung des Laserstrahls bestimmen das am Empfänger vorliegende Signal-Rausch-Verhältnis des optischen Signals. Je nach verwendetem Übertragungsverfahren beeinflusst dies die Empfindlichkeit des Empfangssystems unterschiedlich stark. Wenn die geometrischen Ausmaße der Strahlungsquelle das Sichtfeld des Empfangsteleskops vollständig abdecken, handelt es sich um eine Flächenstrahlungsquelle, dessen Strahlungsleistung mit der Strahlungsdichte L_e [$W/(m^2 \cdot \mu m \cdot sr)$] beschrieben wird. Bei Strahlungsquellen, welche vom Sichtfeld des Empfängers vollständig erfasst werden, wird die Bestrahlungsstärke E_e [$W/(m^2 \cdot \mu m)$] verwendet [Kar88]. Beide Arten von Quellen können das System gleichzeitig beeinflussen. Bei unbewölktem Himmel stellt die Hemisphäre einen für das Sichtfeld unendlich ausgedehnten Flächenstrahler dar, da sie aus Empfängersicht in ihrer Gesamtheit das bei Tag vorhandene Sonnenlicht diffus streut. Dies verursacht Störungen im sichtbaren Spektrum (VIS) und nahen Infrarot-Bereich. Bei langen Wellenlängen fallen diese Störungen nahezu weg. Allerdings gewinnt die thermische Strahlung der Erdoberfläche, der Atmosphäre und eventueller Wolken an Gewicht, also Strahlung im MIR. Eine gemessene Hintergrundstrahlungsdichte bei unbewölktem Himmel zur Tageszeit zeigt Abbildung 2-3.

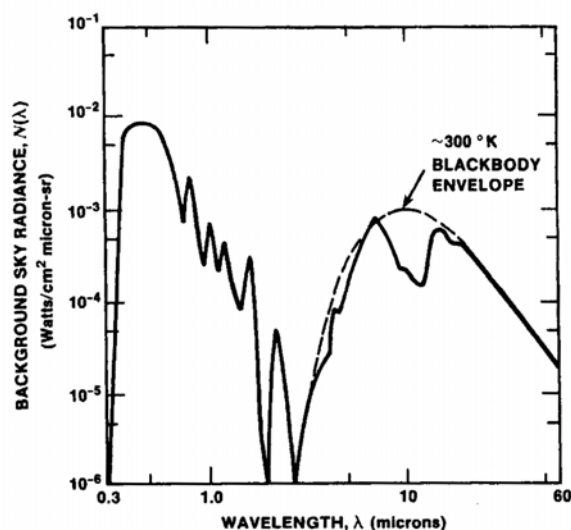


Abbildung 2-3: Gemessenes Hintergrundlicht in der Atmosphäre mit Blick im Zenithwinkel = 45°; [Kar88]

3 Übertragung mit Wellenlängen im MIR

In der Studie „Optical free space communications at MIR wavelengths“ vergleicht R. Martini experimentell verschiedene Wellenlängen des NIR (830 nm , 1300 nm , 1550 nm) und MIR ($8\text{ }\mu\text{m}$) bezüglich deren Dämpfung beim Durchtreten verschiedener Polydispersionen. Als Übertragungskanal wurde ein 19.8 m langer Windkanal verwendet, der abwechselnd mit Wasser-, Öl- und Staubpartikeln versetzt war. Das Resultat ist eine um mehrere Größenordnungen bessere Transmission der Übertragung mit $8\text{ }\mu\text{m}$ bei den verschiedenen Stoffen [Mar04]. Motiviert von dieser praktischen Beobachtung, welche Ergebnisse zur Bevorzugung langer Wellenlängen für FSO unterstützen [Hen04], werden in diesem Kapitel die wichtigsten Aspekte untersucht, welche für die optische Freiraumübertragung mit Wellenlängen im MIR relevant sind und bei welchen diese Vorteile bringen können. Diese sind die Transmission durch die reine Atmosphäre, die Dämpfung des Lichtes durch verschiedene Wolkenarten und die Beeinflussung des Signalempfangs durch in diesem Spektralbereich auftretende Hintergrundstrahlung. Das MIR-Spektrum liegt nach DIN 5031 zwischen $3\text{ }\mu\text{m}$ und $50\text{ }\mu\text{m}$ [DIN84].

3.1 Transmission der reinen Atmosphäre

In diesem Abschnitt wird die Dämpfung des Laserstrahls bei Durchtreten der reinen Atmosphäre behandelt. Dabei wird die molekulare Absorption der Luft und die Streuung der elektromagnetischen Welle an kleinen Teilchen (Rayleigh-Streuung) untersucht, sowie die modellhafte Beschreibung der Atmosphäre.

3.1.1 Atmosphärenmodelle

Um Berechnungen hinsichtlich atmosphärischer Effekte machen zu können, muss die Atmosphäre mit Parametern beschrieben werden können. Die Beschreibung der Atmosphäre ist ein sehr komplexes Unterfangen, welches nur anhand von vereinfachenden Modellen durchgeführt werden kann. Diese beinhalten ein Höhenprofil der physikalischen Größen Gasdruck, Temperatur, atmosphärischer Dichte und Mischungsverhältnis der einzelnen Gase. Das Verhalten der Atmosphäre ist gut beschrieben mit dem Gesetz des

idealen Gases. Es beschreibt den Zusammenhang zwischen Gasdruck P_a [mb], Temperatur T [K], Volumen V [m³] und Anzahl n der Moleküle und kann ausgedrückt werden mit

$$P_a \cdot V = n \cdot k \cdot T \quad (3-1)$$

mit $k = 1,3807 \cdot 10^{-23}$ [J · K⁻¹] - Boltzmannkonstante.

Aus Formel (3-1) folgt die Beziehung der atmosphärischen Dichte ρ_n [Moleküle/m³]. Dies ist eine passende Größe, um mit Vorgängen in der offenen Atmosphäre umzugehen, da sie die Zusammensetzung pro Volumenelement beschreibt mit

$$\rho_N = \frac{n}{V} = \frac{P_a}{k \cdot T} \quad (3-2)$$

Die Atmosphäre ist eine Mischung aus verschiedenen Gasen, welche sich sehr ähnlich wie ein reines ideales Gas verhält [Kyl91]. Den größten Einfluss auf das Absorptionsspektrum haben die Spurengase CO₂, O₃, N₂O, CO, CH₄, O₂ und Wasserdampf (H₂O) [Chu89], [Smi96]. Die Absorption einer bestimmten Wellenlänge kann durch mehrere dieser Gase verursacht werden. Deren Konzentration wird beschrieben über sein Mischungsverhältnis r_V [ppmv]

$$r_V = \frac{V_1}{V} \quad (3-3)$$

r_V parts per million / volume [ppmv].

Abbildung 3-1 zeigt die Atmosphärenstruktur bis zur Stratopause.

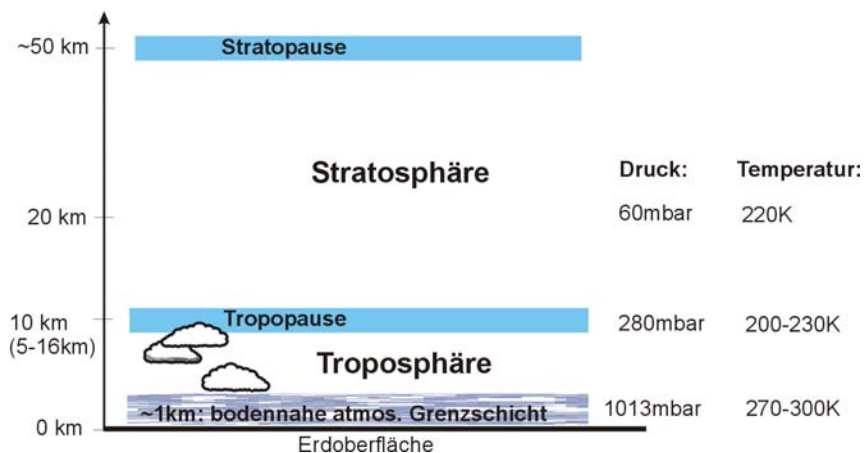


Abbildung 3-1: Struktur der unteren Atmosphärenschichten; [Gig04]

Die bodennahe Grenzschicht ist mit der höchsten Luftdichte und stärksten atmosphärischen Turbulenzen die für FSO widrigste Schicht. Die atmosphärische Dämpfung sinkt mit

steigender Höhe auf Grund der Luftdruckabnahme und folglich der Abnahme der Molekülanzahl der meisten Moleküle. Eine Ausnahme bildet die Ozonschicht (zw. 20 – 60 km Höhe), welche für die Absorption von Wellen im UV-Bereich verantwortlich ist. Es gibt verschiedene Modelle zur Beschreibung der Atmosphärenstruktur. Unter Verwendung dieser Modelle können gute Aussagen über die Dämpfung von propagierender elektromagnetischer Strahlung an verschiedenen geographischen Orten gemacht werden. Tabelle 3-3 listet eine Auswahl der unterschiedlichen Atmosphärenmodelle auf, wie sie in den Simulationstools GENLN2 und LibRadtran sowie anderen gebräuchlichen Berechnungsalgorithmen verwendet werden. Von dieser Liste werden für Europa Model Nr. 2 und 3 und jahreszeitenunabhängig für die USA Nr. 6 für Berechnungen verwendet.

	<i>Bezeichnung</i>	<i>Breitengrad [°]</i>
<i>Model Nr. 1</i>	Tropical	15
<i>Model Nr. 2</i>	Midlatitude Summer	45
<i>Model Nr. 3</i>	Midlatitude Winter	45
<i>Model Nr. 4</i>	Subartic Summer	60
<i>Model Nr. 5</i>	Subarctic Winter	60
<i>Model Nr. 6</i>	U. S. Standard 1976	45,5397

Tabelle 3-1: Für Strahlungsberechnungen gebräuchliche Atmosphärenmodelle

Den Verlauf des Mischungsverhältnisses von Wasserdampf in der Atmosphäre zeigt für drei verschiedene Modelle Abbildung 3-2.

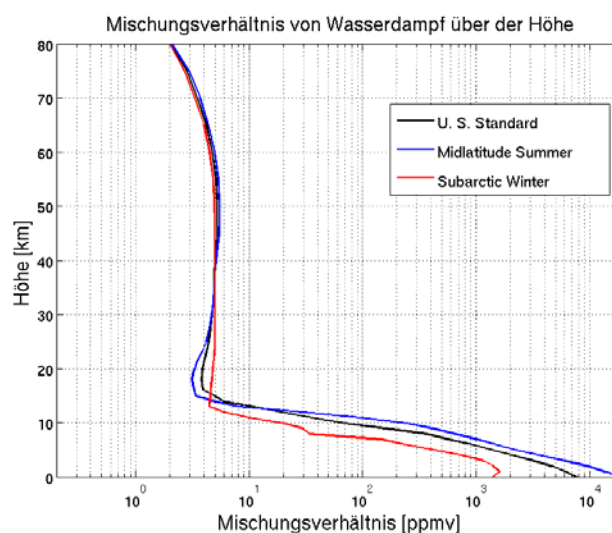


Abbildung 3-2: Verlauf des Wasserdampfgehalts für verschiedene Atmosphärenmodelle

Wasserdampf besitzt den größten Einfluss auf die Dämpfung im gesamten infraroten Spektrum und bestimmt die Lage der optischen Fenster. So ist nach dessen Verlauf in Abbildung 3-2 zu erwarten, dass die stärkste Dämpfung in der bodennahen Schicht bis etwa zur Tropopause auftritt, da die Konzentration von H_2O bis 15 km je nach Modell um 2 bis 3 Größenordnungen abnimmt.

3.1.2 Dämpfungsursachen in der reinen Atmosphäre

3.1.2.1 Molekulare Absorption

Im Bereich der atmosphärischen Fenster setzt sich die Absorption aus der Linienabsorption und der Kontinuumsabsorption zusammen. Erstere steht für das Vorhandensein sehr feiner, aber stark absorbierender Spektrallinien bestimmter Form. Die Zweite ist eine Breitbandabsorption, die sich aus den Ausläufern der einzelnen Linien zusammensetzt. Quantitativ wird die molekulare Absorption in Abhängigkeit der Wellenzahl $\nu = 1/\lambda$ [cm^{-1}] mit dem Absorptionskoeffizienten $\beta_{\text{abs}}(\nu)$ [$1/(\text{Moleküle} \cdot \text{cm}^{-2})$] beschrieben [Smi96]. Die Linienabsorption ist der genau zu untersuchende Faktor, da er für die vielen starken Absorptionslinien im gesamten IR – Bereich verantwortlich ist. Ein Ausschnitt aus dem IR-Spektrum von $\beta_{\text{abs}}(\nu)$ ist dargestellt in Abbildung 3-3.

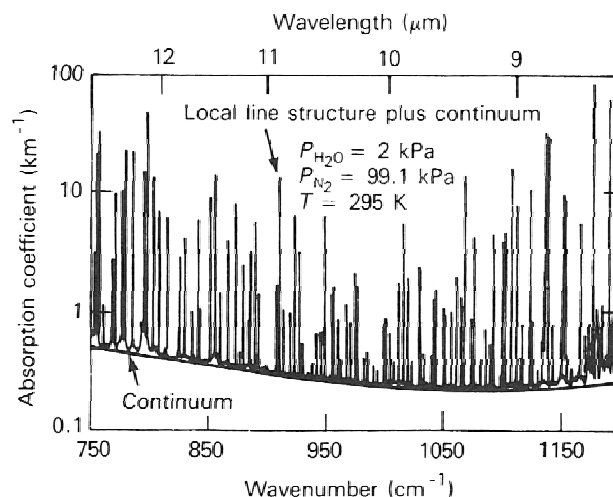


Abbildung 3-3: Absorptionskoeffizient aufgeteilt in Kontinuum- und Linienabsorption bei definiertem Druck und Temperatur; [Smi96]

Hier ist zu sehen, dass die Kontinuumsabsorption nur einen geringen Beitrag zur Gesamtabsorption liefert. Um eine passende Laserwellenlänge für FSO innerhalb eines

optischen Fensters identifizieren zu können, muss dieses auf seine Linienabsorption hin untersucht werden.

Die Energiestruktur eines Gasmoleküls ist im Bändermodell mit diskreten Energielevels beschrieben, wobei der Abstand der Level die absorbierte Frequenz bestimmt, wie Abbildung 3-4 illustriert.

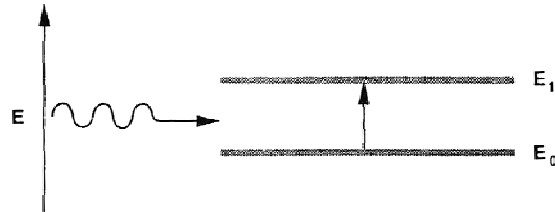


Abbildung 3-4: Bändermodell der Energiestruktur eines Moleküls; [Smi96]

Diese Frequenz f_0 [Hz] lässt sich berechnen mit

$$f_0 = \frac{E_1 - E_0}{h} \quad (3-4)$$

mit $h = 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$ Plancksches Wirkungsquantum

E_1, E_0 oberes, unteres Energieniveau [eV].

Da diese Energielevels aber nicht ideal diskret sind, sondern in ihrem Wert schwanken, ist eine reale Spektrallinie auch nicht diskret, sondern besitzt in einem Frequenzbereich einen kontinuierlichen Verlauf mit einer gewissen Breite und Stärke. Der monochromatische Absorptionskoeffizient $\beta_{abs,i}$ für eine einzelne Linie eines Gases in Abhängigkeit der Wellenzahl ist definiert als

$$\beta_{abs,i}(\nu) = S_i \cdot g(\nu, \nu_0) \quad (3-5)$$

mit ν_0 Mittenwellenzahl der Linie [cm^{-1}]

S_i Linienstärke [$\text{cm}^{-1} / (\text{Moleküle} \cdot \text{cm}^{-2})$]

$g(\nu, \nu_0)$ Linienformfunktion [$1/\text{cm}^{-1}$].

Eine einzelne Spektrallinie zeigt Abbildung 3-5. Da jedes Gas nicht nur eine Spektrallinie besitzt werden zur Berechnung der Absorption eines Spektralbereiches über das Spektrum hinweg alle Linien aufsummiert. Man erhält somit den Absorptionskoeffizienten $\beta_{abs,j}$ für das ganze Spektrum eines Gases [Edw92].

$$\beta_{abs,j}(\nu) = \sum_i \beta_{abs,i}(\nu) \quad (3-6)$$

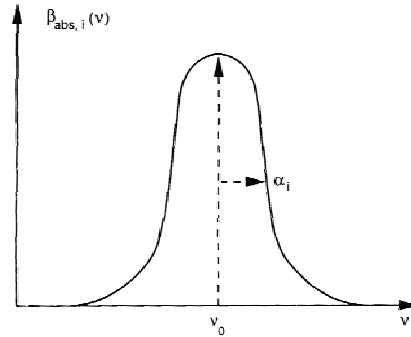


Abbildung 3-5: Form einer Absorptionslinie mit Halbwertsbreite α_i ; [Smi96]

Die Linienstärke und -form wird verändert von der Umgebungstemperatur und dem Gasdruck. So kann die Kurve sich bei Temperatur- und Druckänderung verbreitern, verschmälern und vergrößern. Die Gesamtheit dieser Linien bildet ein Absorptionsspektrum wie in Abbildung 3-3. Mit dem molekularen Absorptionskoeffizienten wird nun die Transmission $T(\nu)$ des Übertragungspfad mit J Gasen berechnet mit

$$T(\nu) = \exp\left(-\sum_{j=1}^J \beta_{abs,j}(\nu) \cdot u_j\right) \quad (3-7)$$

mit u_j [Moleküle/cm²] als der Absorptionsmenge für ein Gas einer bestimmte Strecke [Edw92]. Diese wird über die Teilchendichte $\rho_{n,j}$ [Moleküle/m³] des Gases j und bei vertikaler Transmissionsstrecke z [m] berechnet zu

$$u_j = \int_{z_u}^{z_o} \rho_{n,j}(z) dz \quad (3-8)$$

mit z_u, z_o untere und obere Grenze der Transmissionsstrecke [m].

Formel (3-7) bildet die Grundlage für die Berechnung der Atmosphärischen Transmission mit dem Simulationstool GENLN2. Ausführliche Erläuterungen zu den verschiedenen Linienformen und Berechnung der Absorption finden sich in [Smi96] und [Edw92].

3.1.2.2 Rayleigh-Streuung

Der zweite zu untersuchende Aspekt bzgl. der Dämpfung der reinen Atmosphäre ist die Rayleigh-Streuung. Die Auswirkung dieser Streuung an Luftmolekülen auf die Transmission von monochromatischem Licht wird mit dem Rayleigh-Streukoeffizienten $\alpha_R [km^{-1}]$ beschrieben. Mit dem Beer'schen Gesetz wird dann deren Dämpfungsbeitrag berechnet. Die Formel zur Berechnung lautet

$$\alpha_R = \frac{8\pi^3}{3\rho_n \lambda^4} (n^2 - 1)^2 \quad (3-9)$$

mit n Brechungsindex des Gases

(n für Luft bei Normalbedingungen NN und $\lambda=800 \text{ nm}$: 1,0002902)

λ Wellenlänge des einfallenden Lichtes [m]

[Die57]. Die Teilchenzahldichte ρ_n ist abhängig von der Temperatur und dem Luftdruck und lässt sich berechnen mit Formel (3-2). Bei Normalbedingungen (NN: $T_{NN}=273,15 \text{ K}$, $p_{NN}=1013,25 \text{ hPa}$) ist ρ_n die Avogadrozahl ($26,87 \cdot 10^{24} \text{ m}^{-3}$). Der Verlauf in Abbildung 3-6 bezieht sich auf Normalbedingungen. Der Wert des Koeffizienten nimmt mit der vierten Potenz der Wellenlänge ab und ist deshalb bei Wellenlängen im MIR sehr klein. Bei $\lambda = 10 \text{ } \mu\text{m}$ würde der Dämpfungsbeitrag unter Normalbedingungen weniger als $1 \cdot 10^{-6} \text{ dB/km}$ betragen. Somit kann der Einfluss der Rayleigh-Streuung auf lange Wellenlängen vernachlässigt werden.

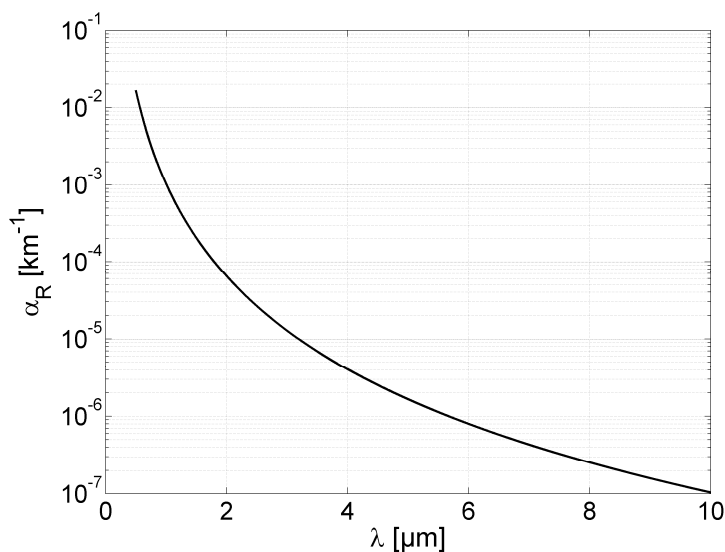


Abbildung 3-6: Verlauf des Rayleigh-Streukoeffizienten über der Wellenlänge für Normalbedingungen

3.1.3 Die verwendeten Simulationstools

Es gibt eine Reihe von Software-Paketen und Berechnungsalgorithmen, welche zur Simulation der atmosphärischen Dämpfung und Strahlung eingesetzt werden können. Die in dieser Arbeit verwendeten Tools sind die Simulationssuite GENLN2 und LibRadtran. GENLN2 ist ein Tool, welches sehr genaue Line-By-Line Berechnungen durchführt. Das bedeutet, dass die einzelnen Spektrallinien für die Absorptions- und Strahlungsberechnungen individuell einbezogen werden. Als Basis der hoch aufgelösten Berechnungen wird die HITRAN-Datenbank benötigt (High-resolution TRANsmission molecular absorption database). Sie besteht aus experimentell und rechnerisch ermittelten spektroskopischen Parametern, mit denen die einzelnen Absorptionslinien für die gewünschten Szenarien berechnet werden können. Die Daten bezeichnen die Stärke, Halbwertsbreite, Form und Mittenfrequenz der Spektrallinien sowie deren Temperatur und Druckabhängigkeit. Die Auflösung von GENLN2 kann im Wellenzahlbereich beliebig eingestellt werden. Das zweite verwendete Tool LibRadtran ist ursprünglich spezialisiert auf die Verwendung im UV-Bereich, kann aber auch unter interner Verwendung des LOWTRAN-Berechnungscodes (LOW TRANsition code) für IR-Berechnungen eingesetzt werden, welcher eine feste Auflösung von $\Delta\nu = 20 \text{ cm}^{-1}$ hat. Für die eingestellte Auflösung von $\Delta\nu = 0.01 \text{ cm}^{-1}$ in GENLN2 zeigt Abbildung 3-7 einen Vergleich der Auflösungsschritte im Wellenlängenbereich. Auf Grund der reziproken Beziehung zwischen Wellenzahl und Wellenlänge verschlechtert sich die Auflösung bei konstanter Wellenzahlaufösung mit steigender Wellenlänge.

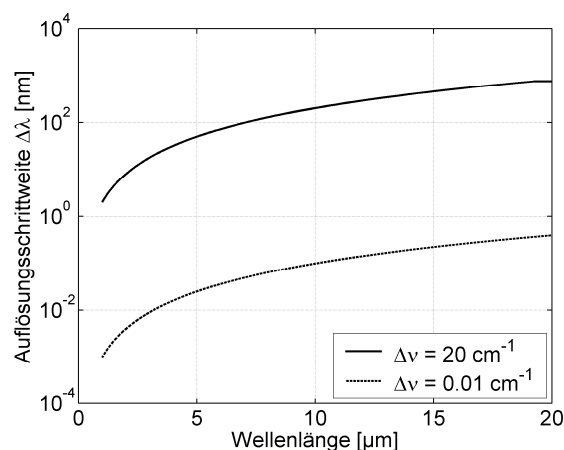


Abbildung 3-7: Auflösung von LibRadtran (20 cm^{-1}) und GENLN2 (0.01 cm^{-1}) im Wellenlängenbereich

Ausgehend von der Tatsache, dass ab einer Auflösungsschrittweite größer 1 nm eine Schmalbandbetrachtung für Laserkommunikation nicht mehr sinnvoll ist, hat LOWTRAN

schon im NIR Probleme diese Auflösung zu erreichen. GENLN2 kann über den gesamten gezeigten Spektralbereich hin eine hohe Auflösung bieten. Eine ausführliche Beschreibung von GENLN2 und LibRadtran findet sich in Anhang A. Anhang B zeigt die derzeit sonst noch gebräuchlichen Codes zur Berechnung atmosphärischer Effekte.

3.1.4 Berechnung der optischen Fenster im MIR

Es sollen nun die optischen Fenster auf ihre Durchlässigkeit hin untersucht werden. Diese sind in [Pra69] definiert wie in Tabelle 3-2.

<i>Fenster</i>	<i>V</i>	<i>VI</i>	<i>VII</i>	<i>VIII</i>
Intervall [μm]	1.90-2.7	2.7-4.3	4.3-6.0	6.0-15.0

Tabelle 3-2: Definition der optischen Fenster nach [Pra69]

3.1.4.1 Transmissionsspektrum der Atmosphäre

Abbildung 3-8 zeigt die Berechnung des elektromagnetischen Spektrums von $\lambda = 200 \text{ nm}$ (UV) bis $50 \mu\text{m}$ (Anfang FIR, fernes Infrarot) mit LibRadtran. Das verwendete Atmosphärenmodell ist Midlatitude Summer, die Übertragungsrichtung (Zenithwinkel θ°) ist 0° und die Länge des Pfades 120 km . Diese niedrig aufgelöste Berechnung dient dazu, eine Eingrenzung der zu untersuchenden Spektralbereiche vorzunehmen.

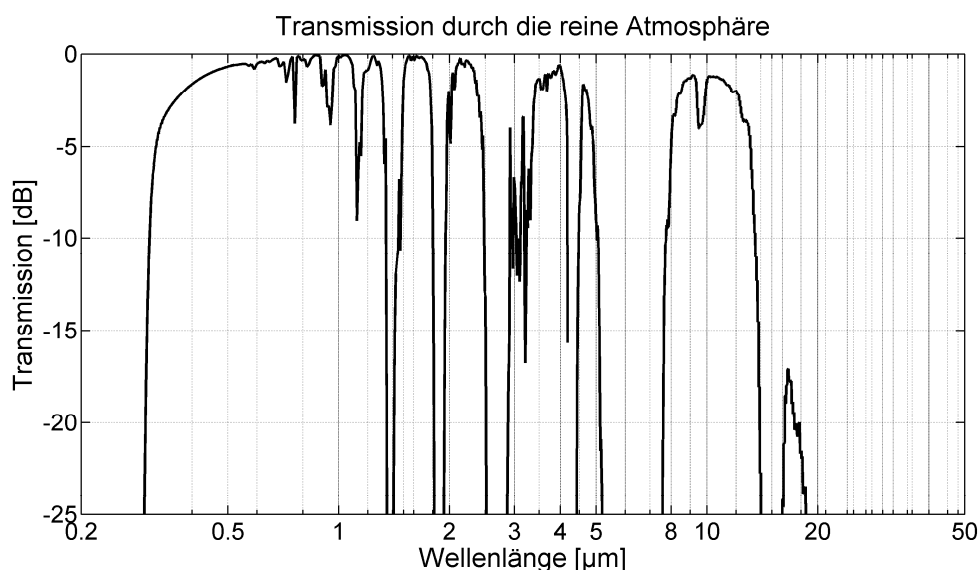


Abbildung 3-8: Atmosphärische Transmission von NN bis 120 km Höhe berechnet mit LibRadtran. Der Zenith Winkel ist 0° , das verwendete Profil ist Midlatitude Summer

Für die Voraussetzung einer maximal erlaubten Dämpfung von 10 dB werden im MIR die optischen Fenster VI, VII und VIII untersucht. Über $20 \mu\text{m}$ wird die Wasserdampfabsorption so stark, dass bis zum Mikrowellenbereich kein Fenster mehr existiert. Das schwache Fenster unter $20 \mu\text{m}$ wird in Erweiterung von Tabelle 3-2 mit IX gekennzeichnet und kann untersucht werden bzgl. einer exponierten Platzierung einer Bodenstation von mehr als 2 km über NN , da angenommen wird, dass der größte Teil der Dämpfung von der bodennahen Schicht verursacht wird. Das mit LibRadtran berechnete Spektrum in Abbildung 3-8 zeigt gute Übereinstimmung mit den Grenzen der optischen Fenster in Tabelle 3-2.

3.1.4.2 Transmission innerhalb der optischen Fenster im MIR

In den optischen Fenstern wird die Transmission mit einer Auflösung von $\Delta\nu = 0.01 \text{ cm}^{-1}$ mit GENLN2 für folgende Spektren berechnet.

- Spektrum 1: $2.8 - 4.3 \mu\text{m}$ (Fenster VI)
- Spektrum 2: $4.0 - 5.5 \mu\text{m}$ (Fenster VII)
- Spektrum 3: $7.0 - 15 \mu\text{m}$ (Fenster VIII)
- Spektrum 4: $15.5 - 21 \mu\text{m}$ (Fenster IX)

Die Übertragungsstrecke beträgt wie vorher NN bis 120 km mit Zenithblickrichtung, das verwendete Atmosphärenmodell ist wieder Midlatitude Summer. Die in der Simulation einbezogenen Gase sind H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO und CH_4 und Datenbasis der Linienparameter ist die HITRAN96 Datenbank. Da nicht alle Gase auf einmal in einer Simulation eingeschlossen werden können, weil GENLN2 nur eine begrenzte Anzahl erlaubt, wird die Transmission für einzelne Gase berechnet und die Gesamttransmission durch Multiplikation der Einzeltransmissionen [Kuh74].

$$T_{\text{ges}} = T_1 \cdot T_2 \cdot \dots \cdot T_n. \quad (3-10)$$

Das Ergebnis zeigt Abbildung 3-9. Im Vergleich zu Abbildung 3-8 wird hier das Absorptionsverhalten über der Wellenlänge innerhalb der optischen Fenster dargestellt. Wegen der niedrigen Auflösung von LOWTRAN wird der Einfluss der Absorptionslinien der Gase nicht sichtbar. Aussagekräftige Daten liefert erst die Berechnung der gleichen Wellenlängenbereiche mit GENLN2. Im Spektrum 1 kann man sehr dicht beieinander liegende Einbrüche des Transmissionsverlaufes um $3 \mu\text{m}$ erkennen, d.h. in diesem Bereich

existieren sehr viele Absorptionslinien. Die Grunddämpfung liegt hier bei 3 bis 5 dB. In der „3.5 μm free-space laser communication“ Studie [Gei06] wird 3.5 μm als Laserwellenlänge verwendet, um die Transmission durch Nebel zu verbessern. Diese liegt abseits der starken Absorptionslinien und hat eine atmosphärische Dämpfung von nur 0.5 dB. Um 4 μm gibt es keine Einbrüche der Transmission und die Grunddämpfung ist nahe Null. Das zweite Spektrum besitzt durchwegs starke Einbrüche hat aber eine niedrige Grunddämpfung (< 2 dB) zwischen 4,5 und 4,9 μm . Das dritte Spektrum ist das breiteste atmosphärische Fenster von allen. Interessant ist der Bereich von 7.8 bis 13 μm . R. Martini verwendet in seinem Windkanalexperiment mit Streuung an Polydispersionen eine Wellenlänge von 8 μm für Linktests [Mar04], welche hier 1.8 dB aufweist. Spektrum 4 ist bei dieser Übertragungsstrecke eher nicht für eine Wellenlängenauswahl geeignet, da die kleinste Dämpfung hier 15 dB aufweist.

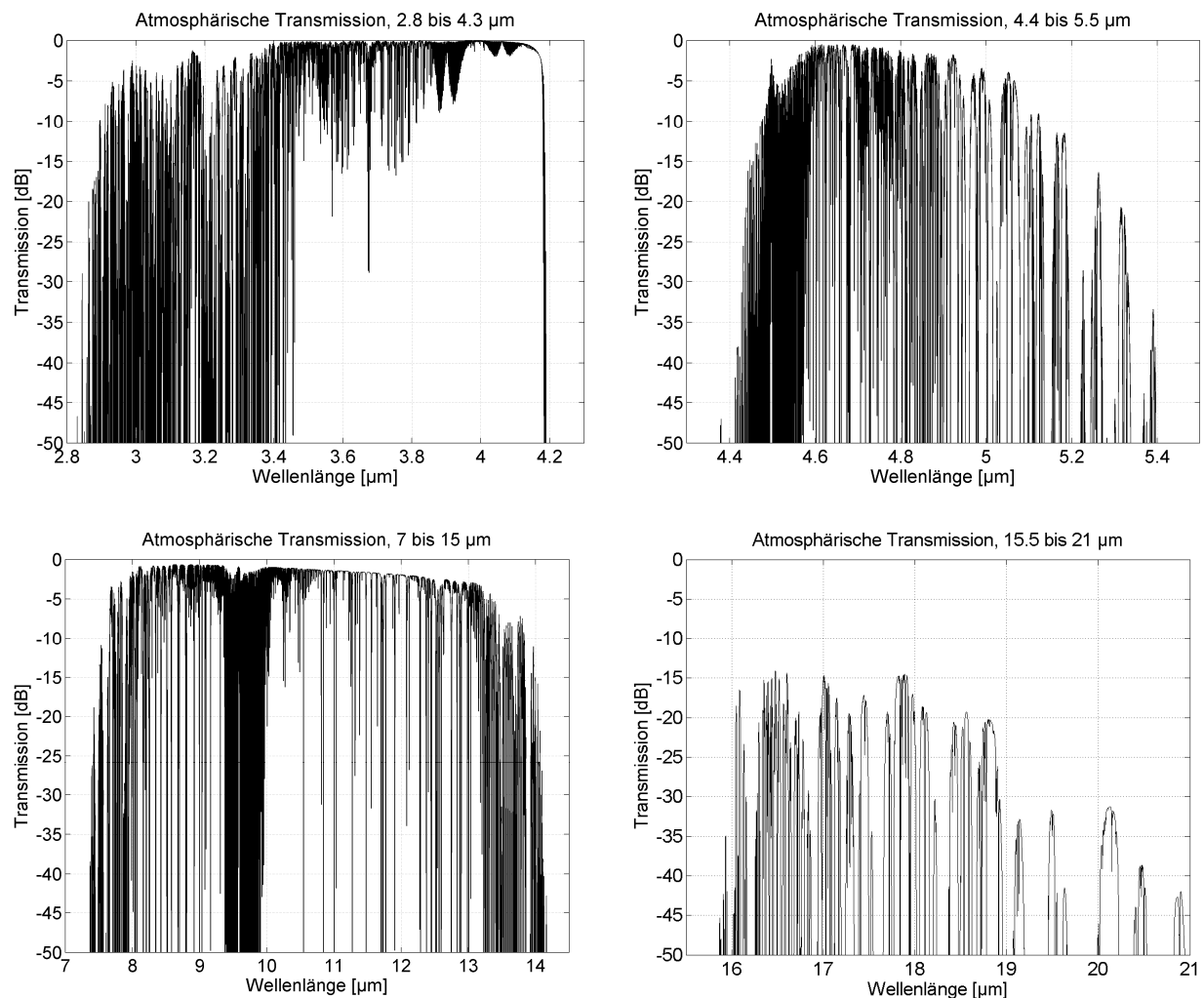


Abbildung 3-9: Berechnungsergebnis der optische Fenster im MIR. Durch die hoch aufgelöste Berechnung werden die Absorptionslinien sichtbar

Eine für die FSO interessante Wellenlänge ist $10.6\ \mu\text{m}$, da in Form des CO_2 -Lasers eine kommerziell nutzbare und technologisch ausgereifte Laserquelle zur Verfügung steht. Die atmosphärische Dämpfung bei dieser beträgt $1.3\ \text{dB}$. Abbildung 3-10 zeigt diese Wellenlänge zwischen zwei Einbrüchen, die von schwachen Absorptionslinien verursacht werden.

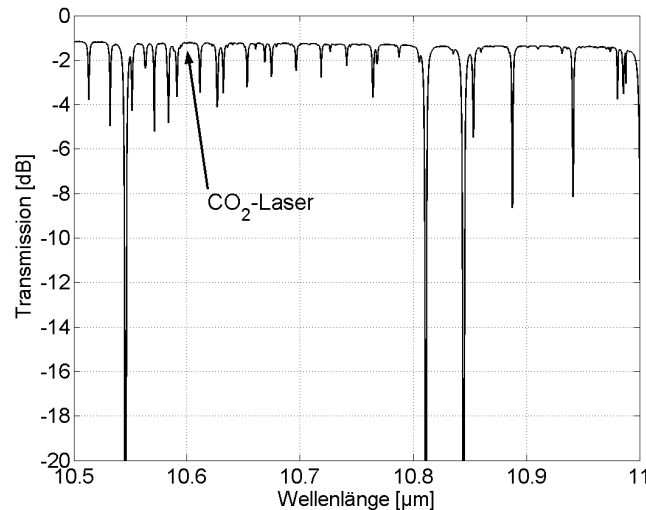


Abbildung 3-10: Atmosphärische Transmission zwischen $\lambda = 10.5\ \mu\text{m}$ und $11\ \mu\text{m}$.

3.1.4.3 Transmission unterschiedlicher Atmosphärenmodelle

Da die Gaskonzentration und dabei vor allem der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in verschiedenen Breitengraden und Jahreszeiten unterschiedlich hoch ist (siehe Abbildung 3-2), ist auch die Transmission unterschiedlich gut. Abbildung 3-11 vergleicht nun verschiedene Atmosphärenmodelle im Intervall $10.5 - 11\ \mu\text{m}$ und $17.5\ \mu\text{m} - 18.5\ \mu\text{m}$ hinsichtlich ihrer Transmission. Bezüglich des Modells Midlatitude Summer zeigen die Modelle Midlatitude Winter, Subarctic Winter und U.S. Standard eine niedrigere Dämpfung von 0.9 bis $1.2\ \text{dB}$ bei $\lambda = 10.6\ \mu\text{m}$. Im Intervall $17.5 - 18.5\ \mu\text{m}$ ist dieser Unterschied um ein Vielfaches größer. So existiert bei $\lambda = 17.8\ \mu\text{m}$ eine sehr hohe Dämpfung von $15.8\ \text{dB}$ für Midlatitude Summer. Der Dämpfungsunterschied beträgt $11.1\ \text{dB}$ zu U.S. Standard, $13.4\ \text{dB}$ zu Midlatitude Winter und $14.5\ \text{dB}$ zu Subarctic Winter. Wenn für Berechnungen des Link-Budgets in Deutschland und den südlichen Regionen Europas die Modelle Midlatitude Summer und Winter verwendet werden, beträgt der Dämpfungsunterschied über das Jahr $1\ \text{dB}$ ($10.6\ \mu\text{m}$) und $13.4\ \text{dB}$ ($17.8\ \mu\text{m}$). Das U.S.-Standardmodell ist nur zu Vergleichszwecken miteinbezogen, da es sehr weit verbreitet ist. Obwohl es auf ähnlicher geographischer Breite liegt, verursacht es eine weitaus geringere

Dämpfung als Midlatitude Summer. Ungleich Spektrum 4 in Abbildung 3-9 suggeriert Abbildung 3-11 (rechts) die Möglichkeit zur Verwendung von Wellenlängen im optischen Fenster IX bei winterlichen Klimabedingungen.

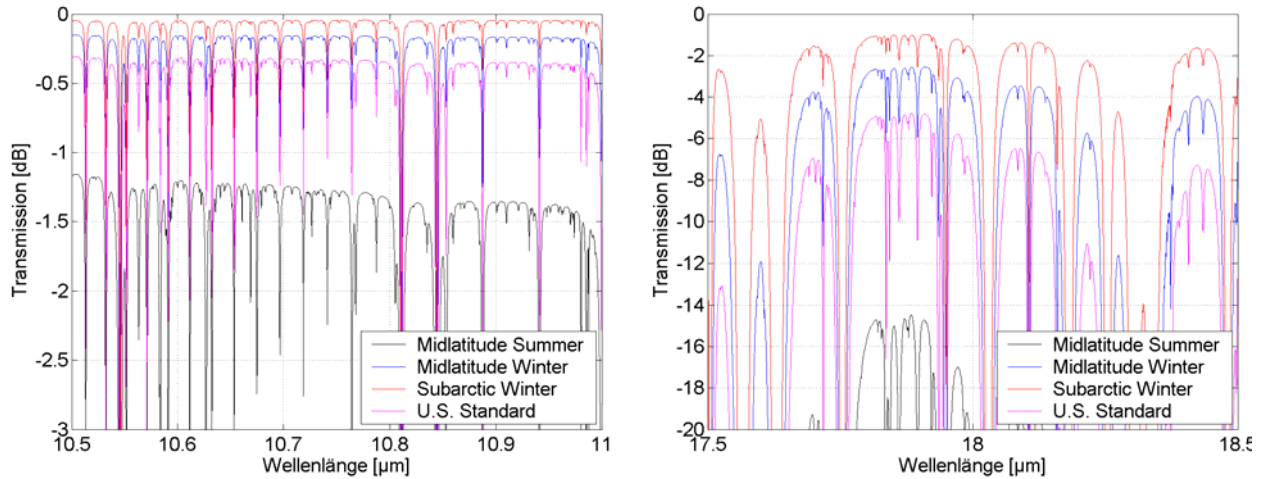


Abbildung 3-11: Transmission verschiedener Atmosphärenmodelle in den optischen Fenstern VIII und IX,

3.1.4.4 Transmission durch unterschiedliche Höhenlagen

In der bodennahen Schicht sind die Brechungsindexturbulenzen der Luft und somit auch die Leistungsschwankungen des Empfangssignals (Szintillation), die Wellenfrontverzerrung und Strahlabweichung am höchsten. Deshalb liegt es nahe eine optische Bodenstation in erhöhter Lage aufzustellen, um diesen Einfluss zu mindern. Aufgrund der niedrigeren Gaskonzentration in höheren Schichten sinkt auch dementsprechend die Dämpfung. Abbildung 3-12 zeigt die Transmissionsverläufe für zwei Übertragungspfade im Spektralbereich von $10.5 \mu\text{m}$ bis $11 \mu\text{m}$ und $15.5 \mu\text{m}$ bis $23 \mu\text{m}$ für das Modell Midlatitude Summer.

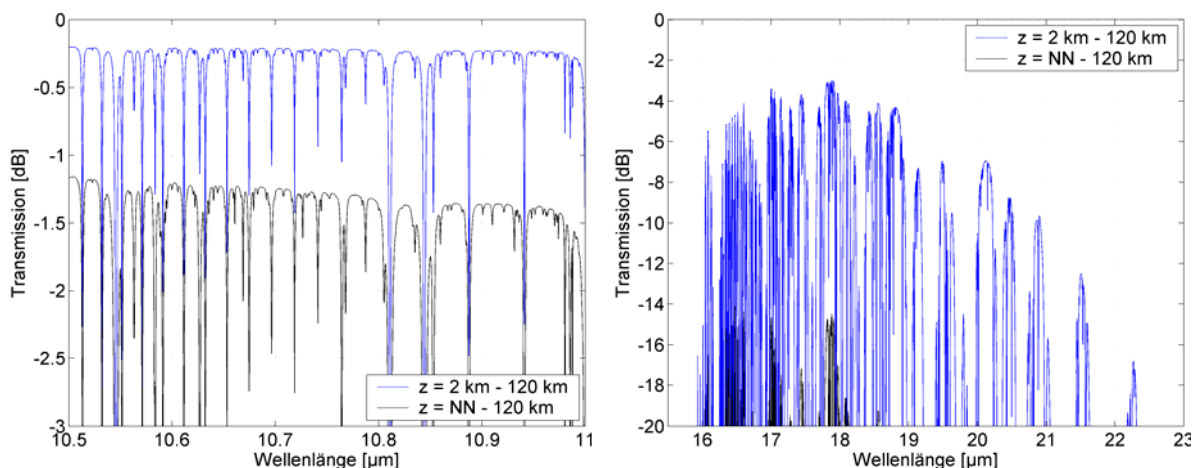


Abbildung 3-12: Dämpfung der Atmosphäre für zwei unterschiedliche Übertragungsstrecken in den optischen Fenstern VIII und IX

Die schwarze Linie in beiden Graphen zeigt den Verlauf für die Übertragungsstrecke von Meeresspiegelniveau zu einer Höhe von 120 km , wie er in Abbildung 3-10 und Abbildung 3-11 dargestellt ist. Die blaue Linie illustriert die Transmission von 2 km zu 120 km Höhe. Über das gesamte Teilspektrum im linken Graphen ist die Dämpfung hier um etwa 1 dB geringer, was kein signifikanter Unterschied ist. Das Spektrum rechts dagegen zeigt, dass im optischen Fenster IX große Differenzen herrschen. Der Dämpfungsunterschied bei $18\text{ }\mu\text{m}$ beträgt 12 dB . An exponierter Stellung kann sogar $20.1\text{ }\mu\text{m}$ für einen Einsatz erwogen werden bei einer Dämpfung von 7 dB . Berechnungen für Spektren von NN zu 20 km und 2 km zu 20 km , was der Distanz zwischen einer HAP in 20 km Höhe und einer Bodenstation entsprechen kann, ergaben einen Dämpfungsunterschied zu $z = NN - 120\text{ km}$ bzw. $2 - 120\text{ km}$ kleiner 0.02 dB . Dieser ist sehr klein und deswegen nicht dargestellt. Man kann daraus folgern, dass für das optische Fenster VIII die Dämpfung in Höhen über 20 km gering ist und in vielen Fällen vernachlässigt werden kann.

Beispielsdateien zur Berechnung der atmosphärischen Dämpfung mit GENLN2 und LibRadtran finden sich in Anhang C.

3.2 Dämpfungsverhalten von Wolken

Die Blockade von Übertragungsstrecken durch Wolken ist eines der größten noch zu lösenden Probleme in der optischen Freiraumkommunikation, da bei deren Auftreten auf Grund der hohen Dämpfung die Verbindung zumeist vollständig unterbrochen wird. Ziel ist es eine Möglichkeit zu finden die Dämpfung durch Wolken so verlustarm wie möglich zu halten. Dieser Abschnitt befasst sich deshalb mit der wellenlängenabhängigen Transmission von Wolken, um Wellenlängen zu finden, welche eine möglichst niedrige Dämpfung erfahren und in einem günstigen optischen Fenster liegen. Messungen der optischen Dicke auf der Basis von Satellitendaten existieren für verschiedene Wellenlängen, sind aber oft ungenau und nicht über ein breites Spektrum verfügbar. Zur Untersuchung eines breiten Spektrums muss deswegen die optische Dicke der Wolken, bzw. deren Dämpfung, mit Modellen berechnet werden.

3.2.1 Vorkommen, Parameter und Klassifikation von Wolken

Die ganze Zeit über bedecken Wolken etwa 40% der Erdoberfläche. Ihr Einfluss auf elektromagnetische Strahlung verändert sich stark mit der Wellenlänge, betrachtet man das

gesamte elektromagnetische Spektrum. Ohne die Verschiedenheit der Wolken zu berücksichtigen kann man sagen, dass sie transparent sind für Mikrowellenstrahlung mit $\lambda > 15 \text{ cm}$. Wellenlängen $< 3 \text{ cm}$ aber werden stark gedämpft.

Wolken können die Unterschiedlichsten Entstehungsursachen haben. Lokale Konvektion erzeugt z. B. Cumulus-Wolken (Haufenwolken), großflächige Luftmassenanhebung, wie das Treffen einer Kaltfront auf ein Hochdruckgebiet, verursachen Stratus-Wolken (Schichtwolken). Diese entstehen auch bei Lufthebungsprozessen an unebenen topographischen Flächen, welche auch ein Grund für das verstärkte Wolkenvorkommen an Bergen sind [Kyl91]. Eiswolken entstehen durch die Änderung des Aggregatzustandes des Wassers beim Aufstieg in kältere Luftschichten. Physikalisch gesehen ist eine Wolke eine Ansammlung von Wassertropfchen mit unterschiedlichen Verunreinigungen, die in einer Höhe von bis zu 13 km über dem Erdboden schweben. Auf stratosphärischen Inter-HAP-Links oder Satelliten-HAP-Links haben sie demnach keinen Einfluss, für die Kommunikation mit einer optischen Bodenstation aber erheblichen. Um den Einfluss einer Wolke auf einen durchtretenden Lichtstrahl berechnen zu können, muss ein Wolkenmodell verwendet werden, welches die Wolke als eine Anhäufung sphärischer Wassertropfen mit Radius $r [\mu\text{m}]$ beschreibt. Dafür ist es notwendig, deren mikro- und makrophysikalischen Eigenschaften zu kennen. Erstere sind für die Berechnung der Dämpfung pro Streckeneinheit wichtige Parameter wie die Tröpfchengrößenverteilung $f(r)$ [$\text{Partikel}/(\text{cm}^3 \cdot \mu\text{m})$], der Modenradius $r_m [\mu\text{m}]$ (Radius der maximalen Häufigkeit von $f(r)$), die Tröpfchenanzahl pro Volumen $N [\text{Partikel}/\text{cm}^3]$, der Flüssig- bzw. Eiswassergehalt $W [\text{g}/\text{m}^3]$ und die Dichte des Mediums $\rho [\text{g}/\text{m}^3]$. Die Zweite ist die geometrische Ausdehnung $z [\text{m}]$ der Wolke, mit der sich die optische Dicke und Gesamtdämpfung berechnen lässt. Diese Größen variieren stark mit den verschiedenen Wolkentypen. Der internationale Wolkenatlas liefert eine Definition der Wolkentypen und teilt sie nach Höhe ihrer Untergrenze in drei Stockwerke ein (in Klammern gesetzt sind die lateinischen Bezeichnungen). Das erste beinhaltet niedrige Wolken (strato) und erstreckt sich in unseren Breiten vom Boden bis zu 2 km Höhe. Das zweite beschreibt mittelhohe Wolken (alto) und geht von 2 bis 6 km . Stockwerk 3 bezeichnet hohe Wolken (cirro), welche in einer Höhe von 6 bis 13 km liegen [Häc04]. Die Grenzen überlappen sich. Tabelle 3-3 gibt einen Ausschnitt der Klassifizierung aus dem internationalen Wolkenatlas. Tabelle 3-4 zeigt die physikalischen Größen häufiger Wolkentypen.

<i>Hohe Wolken</i>	<i>Mittelhohe Wolken</i>	<i>Tiefe Wolken</i>	<i>Stockwerkübergreifende Wolken</i>
Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus	Altostratus, Altimodulus	Stratocumulus, Cumulus, Stratus	Cumulonimbus, Nimbostratus

Tabelle 3-3: Definition der Wolkenstockwerke nach dem internationalen Wolkenatlas; [Häc04]

Nebel ist in dieser Klassifikation nicht enthalten, wird aber als bodennahe Wolke betrachtet. Der Modenradius, die Tröpfchenanzahl und der Wassergehalt in Tabelle 3-4 sind dem LOWTRAN-Berechnungsmodell entnommen [She89]. Diese Werte können je nach verwendetem Modell und Messreihen unterschiedlich ausfallen. Die makrophysikalischen Größen (Basishöhe, vertikale Dicke) entstammen [Chu89]. Wegen ihrer großen vertikalen Ausdehnung und hohem Wassergehalt ist zu erwarten, dass Cumulonimbus, Nimbostratus und Cumulus-Wolken eine hohe Dämpfung aufweisen, während diese bei Stratus, Stratocumulus, Nebel und Cirrus-Wolken dem gegenüber geringer sein wird. Weiter ist es möglich, dass mehrere Wolkenarten übereinander liegen, z. B. Cirrus über Stratus. Dies würde den Dämpfungseffekt natürlich stark erhöhen.

<i>Wolkentyp</i>	<i>Basis [km]</i>	<i>Vert. Dicke [km]</i>	<i>r_m [μm]</i>	<i>N [cm^{-3}]</i>	<i>W [g/m^3]</i>
<i>Stratus</i>	0.1 – 0.7	0.2 – 0.8	3.33	250	0.29
<i>Stratocumulus</i>	0.6 – 1.5	0.2 – 0.8	2.67	250	0.15
<i>Nimbostratus</i>	0.1 – 1.0	2 - 3	4.7	200	0.65
<i>Altostratus</i>	2 - 6	0.2 - 2	4.5	400	0.41
<i>Cumulus</i>	0.5 – 1.0	0.5 – 5	6	250	1
<i>Cirrus</i>	6 - 10	1.0 – 2.5	64	0.025	0.064
<i>Nebel</i>	0	0 – 0.15	2.0 / 10	200 / 20	0.02 / 0.37

Tabelle 3-4: Physikalische Parameter gängiger Wolkenarten aus [She89] und [Chu89]; Die beiden Werte von Nebel gelten für Strahlungsnebel und Advektionsnebel

3.2.2 Wolkenmodelle

Um die Extinktion eines durch Wolkenschichten propagierenden Lichtstrahls zu bestimmen ist es nötig diese Wolken als Medium modellhaft beschreiben zu können. Dies geschieht über die Bestimmung der relevanten mikrophysikalischen Größen. Die Wichtigste dabei bildet ihre Partikelgrößenverteilung pro Volumeneinheit $f(r)$. Die Partikel werden als Sphären angenommen, da diese die Form eines Wassertropfens gut beschreiben. Weiter wird angenommen, dass die Wolke nicht verunreinigt ist und homogen. Die am häufigsten verwendete Form von $f(r)$ ist die von Deirmendjian [She89]. Er schlägt eine Familie von Partikelgrößenverteilungsfunktionen der Form

$$f(r) = a \cdot r^\alpha \cdot \exp(-b \cdot r^\gamma) \quad (3-11)$$

vor, welche bei Werten von $r \rightarrow 0$ und $r \rightarrow \infty$ verschwindet. Deirmendjian nennt diese die modifizierte Gammafunktion. Die vier Konstanten a , α , b und γ sind stets positiv und real und α ist ein Integer. Diese sind nicht unabhängig voneinander [Dei69]. Abbildung 3-13 zeigt eine Tröpfchengrößenverteilung des Fair Weather Cumulus Typ, auch bekannt als das Deirmendjian C1 Modell. Dieses zeigt bei einem Modenradius von $r_m = 4 \mu\text{m}$ gute Übereinstimmung mit gemessenen Werten [Dei69].

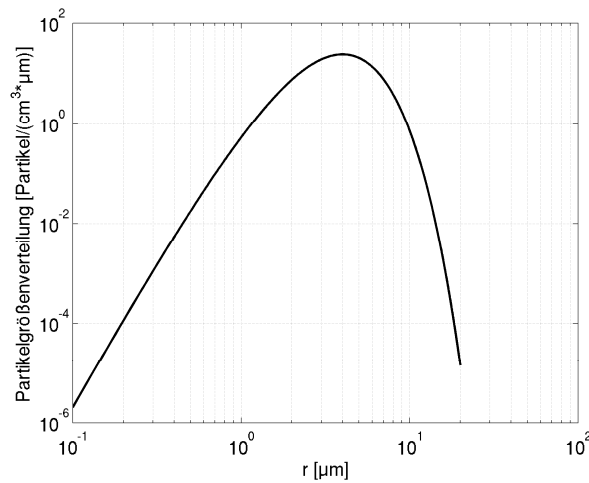


Abbildung 3-13: Tröpfchengrößenverteilung des C1 Modells von Deirmendjian

Die Konstanten der Verteilungsfunktion werden belegt mit den Werten aus Spalte 1 bis 4 in Tabelle 3-5. Diese Werte erzeugen ein auf $100 \text{ Teilchen pro cm}^3$ normiertes Wolkenmodell.

a	α	b	γ	$N [\text{cm}^{-3}]$	$r_m [\mu\text{m}]$	$W [\text{g/m}^3]$
2.3730	6	1.5	1	100	4	0.06

Tabelle 3-5: Parameter des C1 Modells und mikrophysikalische Werte; [Dei69]

Die Partikelanzahl N errechnet sich aus der Integration über die Verteilungsdichtefunktion zu

$$N = a \cdot \int_{\Delta r} r^\alpha \cdot \exp(-b \cdot r^\gamma) dr. \quad (3-12)$$

Man sieht, dass a direkt proportional zu N ist. Wenn man nun eine Partikelverteilung eines Wolkentyps für andere Werte als $N = 100 \text{ cm}^{-3}$ aufstellen will, muss nur der Wert von a verändert werden. Für eine in der Realität vorkommende Teilchenanzahl von $N = 293 \text{ cm}^{-3}$, wie sie in [Lio92] angegeben ist, würde sich a_{neu} berechnen lassen mit $a_{\text{neu}} = 293/100 \cdot a$. Dies wurde gemacht für die Dämpfungsberechnung der C1 Wolke.

Für die Beziehung der Parameter innerhalb des Integrals untereinander gilt

$$b = \frac{\alpha}{\gamma \cdot r_m^\gamma} . \quad (3-13)$$

Die Konstanten α und γ werden anhand von experimentellen Verteilungskurven ermittelt und b aus diesen und dem Modenradius errechnet [Dei69].

Obige Form der Verteilungsfunktion bildet die Basis für viele verwendete Wolkenmodelle, wie z.B. diejenigen, welche in dem atmosphärischen Berechnungscode LOWTRAN benutzt wird. Sie wird in dieser Arbeit für die Modellierung der meisten Wolkentypen verwendet. Eine andere Form der modifizierten Gammafunktion wird in [Lio92] angegeben und lautet

$$f(r) = N \cdot \frac{6^6}{5!} \cdot \frac{1}{r_m} \cdot \left(\frac{r}{r_m} \right)^6 \cdot \exp\left(-\frac{6 \cdot r}{r_m} \right) . \quad (3-14)$$

Sie stellt eine Verteilungsdichte auf Basis von N und r_m auf. Für den Typ des Fair Weather Cumulus zeigen Formel (3-11) und (3-14) Übereinstimmung. Die Vorstellung beider Arten von Verteilungsfunktionen ist notwendig, da in der Literatur Parametrisierungen für beide Formeln verwendet werden. Zusätzlich zu dieser Form schreibt Liou über die Möglichkeit eine bimodale Verteilungsfunktion zu erzeugen, d.h. eine Linearkombination von zwei modifizierten Gammafunktionen. Das ist der Fall bei der Aufstellung des Modells für eine Cumulus Congestus Wolke mit den beiden Moden bei $r = 4 \mu m$ und $7 \mu m$. Auf eine weitere Ausführung wird an dieser Stelle aber verzichtet.

Aus der Verteilungsdichtefunktion lässt sich der Wassergehalt W [g/m^3] berechnen. Dabei ist zu beachten, dass für dessen Berechnung zwischen Flüssigwasser und Eiswasser unterschieden werden muss, da diese unterschiedliche Dichten besitzen ($\rho_F = 1 g/m^3$, $\rho_E = 0.917 g/m^3$ bei $K = 273^\circ$).

$$W = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \rho \cdot \int_{\Delta r} r^3 \cdot f(r) \cdot dr . \quad (3-15)$$

In der Literatur finden sich unterschiedliche Messwerte für r_m und N eines Wolkentyps, was in unterschiedlichen Verteilungsdichten mündet. Dies spiegelt die Realität der Unregelmäßigkeit der Wolken wieder. Abbildung 3-14 zeigt $f(r)$ für drei unterschiedliche Stratus-Wolkenmodelle. Das Modell für Land und Ozean wurde mit Formel (3-14) aufgestellt und verwendet Werte aus [Lio92]. Die Modenradien sind unterschiedlich und

betragen nach Messungen von Diem und Neiburger $4.5 \mu\text{m}$ und $3.5 \mu\text{m}$. Das allgemeine Modell wird mit Formel (3-11) aufgestellt. Es verwendet Parameterwerte aus [She89] und hat einen Modenradius von $3.33 \mu\text{m}$. Die Verteilungsfunktion ist breiter als bei den beiden spezielleren Modellen. Die Werte zur Erstellung von $f(r)$ nach Formel (3-11) und (3-14) für die Stratus-Modelle und weitere finden sich in Anhang D.

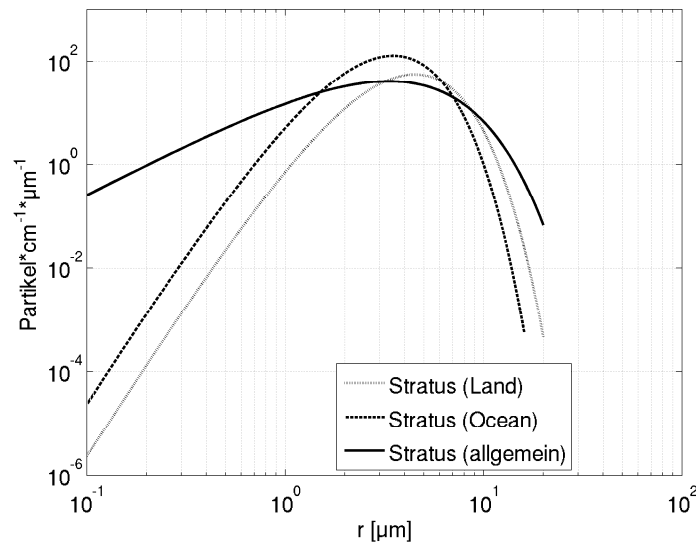


Abbildung 3-14: Verteilungsdichte der Wassertropfen für verschiedene Stratus – Wolkenmodelle

3.2.3 Einfluss der Wellenlänge auf die Wolkendämpfung

Bei Betrachtung von Teilchen, deren Radius in der Größenordnung der Wellenlänge des zur Übertragung verwendeten Lichtes liegen, müssen die Streu- und Absorptionskoeffizienten eines Mediums mit den Formeln der Mie-Theorie berechnet werden. Die dielektrischen Eigenschaften des Teilchens werden mit der frequenzabhängigen, komplexen Brechzahl $n = n' + j \cdot n''$ beschrieben. Der Realteil von n stellt den Brechungsindex in der geometrischen Optik dar und bestimmt die Änderung der Ausbreitungsrichtung beim Übergang der Strahlung zwischen zwei Medien unterschiedlicher optischer Dichte. Der Imaginärteil bestimmt die Absorptionseigenschaft. Je größer dieser ist, desto stärker absorbiert das jeweilige Medium [Smi96], [Die57]. Abbildung 3-15 vergleicht den Verlauf der komplexen Brechzahl von flüssigem Wasser (durchgezogene Linie) und Eis (gestrichelte Linie), aufgeteilt in den jeweiligen Realteil (links) und Imaginärteil (rechts), über der Wellenlänge, wie er für die Mie-Streuberechnungen mit LibRadtran verwendet wird. Im VIS und NIR verhält sich die Brechzahl nahezu konstant. Im weiteren

Verlauf aber treten Unregelmäßigkeiten auf, welche starken Einfluss auf den Verlauf der Wolkendämpfung in Abhängigkeit der Wellenlänge haben.

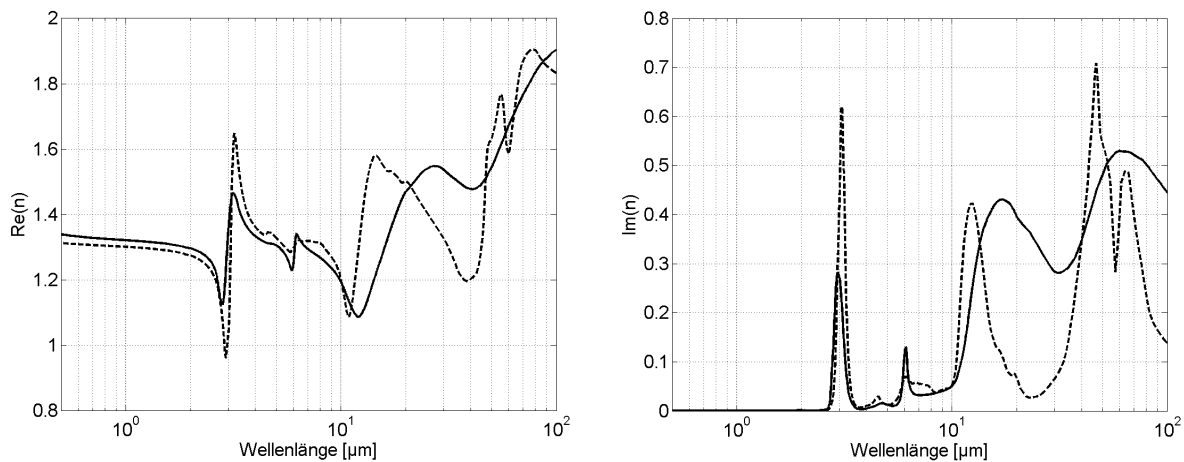


Abbildung 3-15: Werteverlauf der komplexen Brechzahl von Wasser (durchgezogen) und Eis (gestrichelt) wie er im LibRadtran Tool MIE verwendet wird

3.2.3.1 Extinktion an sphärischen Partikeln

Die Extinktion von Strahlung an Wassertropfen wird berechnet mit der Mie-Theorie. Diese ist eine Lösung der Maxwell'schen Gleichungen für die Randbedingungen, dass das streuende Teilchen von homogener Natur ist und eine sphärische Form besitzt. Zur Berechnung wird ein Polarkoordinatensystem benutzt, in dessen Zentrum sich das Teilchen befindet. Als Ergebnis beschreibt die Theorie eine vom Teilchen ausgehende Kugelwelle, die sich zusammensetzt aus einer unendlichen Anzahl von Partialwellen. Die Amplitude der Partialwellen nimmt mit zunehmender Ordnungszahl ab, und zwar umso stärker, je kleiner das streuende Teilchen im Verhältnis zur Wellenlänge ist. Deswegen braucht bei der Zerstreuung des Lichts an Luftmolekülen nur die erste Partialwelle berücksichtigt werden, was als Ergebnis die Rayleigh-Streuung verursacht. Somit ist die Rayleigh-Streuung eine Sonderform der Mie-Streuung. Je größer die Teilchen sind, desto mehr Partialwellen müssen berücksichtigt werden und desto umfangreicher wird die Berechnung [Die57]. Die komplexen Feldamplituden der Partialwellen werden relativ zur Einfallrichtung mit dem Winkel ψ beschrieben. Die Vektoren der eintreffenden und gestreuten Welle werden nun in ihren Komponenten senkrecht und parallel zur Streuebene dargestellt. Die Streuebene wird definiert von den Richtungen des einfallenden und gestreuten Strahls. Für diesen Fall werden die komplexen Feldamplituden $S_{1/2}$ berechnet nach

$$\begin{aligned}
S_1(n, \chi, \psi) &= \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2 \cdot m + 1}{m \cdot (m + 1)} (a_m(n, \chi) \cdot \pi_m(\psi) + b_m(n, \chi) \cdot \tau_m(\psi)) \\
S_2(n, \chi, \psi) &= \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2 \cdot m + 1}{m \cdot (m + 1)} (a_m(n, \chi) \cdot \tau_m(\psi) + b_m(n, \chi) \cdot \pi_m(\psi))
\end{aligned} \tag{3-16}$$

mit a_m, b_m komplexe Streukoeffizienten

$\tau_m(\psi), \pi_m(\psi)$ Legendre Polynome

ψ Winkel relativ zur Richtung des einfallenden Strahles.

[Kar88]. Index 1 bezieht sich auf die senkrechte Komponente, Index 2 auf die Parallele. Bei ausschließlicher Betrachtung der Vorwärtsstreuung gilt $S_1(0) = S_2(0)$ [Hul57]. Zur Berechnung der Streukoeffizienten siehe [Mat02]. Die Größe χ [-] wird Mie-Größenparameter genannt und berechnet mit

$$\chi = \frac{2\pi \cdot r}{\lambda} \tag{3-17}$$

Man sieht anhand von Formel (3-16) und (3-17), dass die Streuung und somit der Energieverlust auf Basis des Radius-Wellenlängen-Verhältnisses und der komplexen Brechzahl des Mediums vollständig beschrieben wird. Wesentlich für die Berechnung der Extinktion ist der Extinktionsquerschnitt $\sigma_e [m^2]$, der definiert ist als

$$\sigma_e = \frac{P_e}{I}, \tag{3-18}$$

wobei $P_e [W]$ die vom Teilchen extinguierte Leistung und $I [W/m^2]$ die Intensität der einfallenden Strahlung ist [Mah04]. Dieser Wert wird auf den geometrischen Querschnitt des Teilchens $\sigma_g [m^2]$ normiert und es ergibt sich die Extinktionseffizienz Q_e [-] bei bestimmtem Teilchenradius, Brechzahl und Wellenlänge.

$$Q_e = \frac{\sigma_e}{\sigma_g} = \frac{4}{\chi^2} \text{Re}\{S(0)_{1/2}\} \tag{3-19}$$

mit $\sigma_g = r_T^2 \cdot \pi$ geometrischer Querschnitt des Teilchens.

Formel (3-19) zeigt auch die Beziehung von Q_e zu den Streufeldamplituden. Die Extinktionseffizienz setzt sich zusammen aus der Streueffizienz Q_s und der Absorptionseffizienz Q_a . Diese Mie-Effizienzen werden zur Quantifizierung der Streuung und Absorption am einzelnen Teilchen verwendet. Es gilt

$$Q_e = Q_s + Q_a. \quad (3-20)$$

In der Praxis können diese mit dem Formalismus von Bohren und Huffman berechnet werden mit

$$Q_e = \frac{2}{\chi^2} \sum_{m=1}^{\infty} \left[(2m+1) \cdot \operatorname{Re}(a_m + b_m) \right]. \quad (3-21)$$

Die unendliche Summe wird nach $m_{\max} = \chi + 4\chi^{1/3} + 2$ abgebrochen. Die Streueffizienz wird berechnet mit

$$Q_s = \frac{2}{\chi^2} \sum_{m=1}^{\infty} \left[(2m+1) \left(|a_m|^2 + |b_m|^2 \right) \right]. \quad (3-22)$$

Die Absorptionseffizienz lässt sich dann durch Umstellen von Formel (3-20) mit Q_e weniger Q_s bestimmen [Mät02]. Absorbiert das Teilchen keine Strahlung, d. h. n ist reell, handelt es sich um einen reinen Streuer und es gilt $Q_e = Q_s$. Den Verlauf der Effizienzen über dem Partikelradius für $\lambda = 1550 \text{ nm}$ zeigt Abbildung 3-16. Alle Verläufe von Q_e , Q_s und Q_a wurden mit den Matlab-Funktionen von Mätzler [Mät02] berechnet.

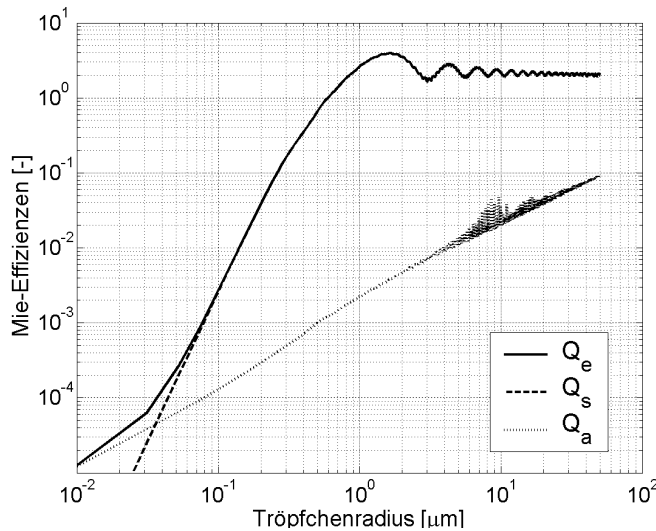


Abbildung 3-16: Mie – Effizienzen über der Tröpfchengröße für $\lambda = 1550 \text{ nm}$

Es ist ersichtlich, dass $Q_e(1550 \text{ nm})$ mit wachsendem r gegen den Wert 2 konvergiert und die Absorption noch vernachlässigbar ist. Abbildung 3-17 zeigt das gleiche Teilchenspektrum für zwei Wellenlängen im MIR ($10 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$). Während bei $\lambda = 1550 \text{ nm}$ der Verlauf sich schon ab $r = 3 \mu\text{m}$ dem Grenzwert annähert, geschieht dies bei $\lambda = 10 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$ erst bei Teilchen mit $r > 20 \mu\text{m}$. Der Grenzwert 2 bedeutet, dass die effektive Extinktionsquerschnittsfläche doppelt so groß ist, wie die geometrische

Fläche. Die Extinktion wächst also nicht über das gesamte Teilchenspektrum sondern konvergiert gegen einen festen Wert, wobei bei festem Partikelradius die Wellenlänge die Geschwindigkeit der Konvergenz bestimmt. Im VIS und NIR ist die Konvergenz so stark, dass man sagen kann, dass die Extinktion durch Wassertropfen in Wolken nahezu wellenlängenunabhängig ist.

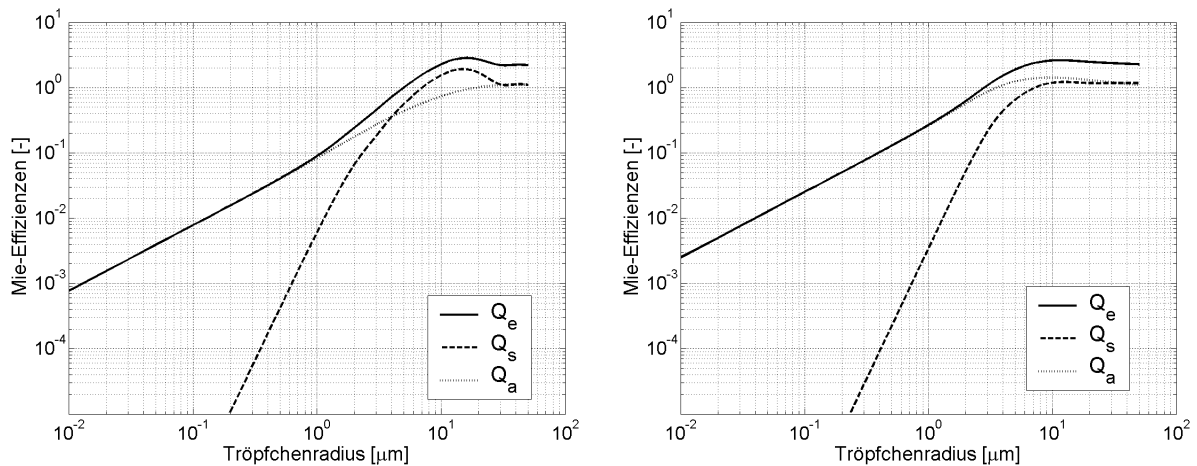


Abbildung 3-17: Mie - Effizienzen über der Tröpfchengröße für $\lambda = 10 \mu\text{m}$ (links) und $20 \mu\text{m}$ (rechts)

Mit zunehmender Wellenlänge vergrößert sich der Wert des Imaginärteils der Brechzahl zwischen $\lambda = 10 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$ stark (siehe Abbildung 3-15), was zu einer stärkeren Absorptionseffizienz bei längeren Wellenlängen führt ($Q_a(20 \mu\text{m}) > Q_a(10 \mu\text{m})$). Bis zu einem $r = 1 \mu\text{m}$ dominiert für $\lambda = 10 \mu\text{m}$ die Absorption die Extinktion. Bei $\lambda = 20 \mu\text{m}$ liegt dieser Bereich bei $r = 2 \mu\text{m}$. Abbildung 3-18 zeigt die Mie-Effizienzen über der Wellenlänge für den Modenradius der C1 Wolke ($4 \mu\text{m}$, links) und Q_e über der Wellenlänge für drei ausgewählte Tröpfchengrößen, wie sie in Wolken und Nebel häufig vorkommen. Auffällig sind die niedrigeren Werte aller Effizienzen zwischen $\lambda = 10$ und $12 \mu\text{m}$, was für alle drei Partikelgrößen gilt und der Anstieg gegen $\lambda = 20 \mu\text{m}$, der vom hohen Absorptionsverhalten von Wasser verursacht wird. Eine Welle im MIR wird also weniger gestreut, aber stärker absorbiert, als im NIR und VIS. Das Streuverhalten der Teilchen suggeriert die Verwendung von möglichst langen Wellenlängen für FSO. Ab $10 \mu\text{m}$ aber gewinnt die Absorption mehr an Einfluss auf die gesamte Extinktion (Abbildung 3-18, links).

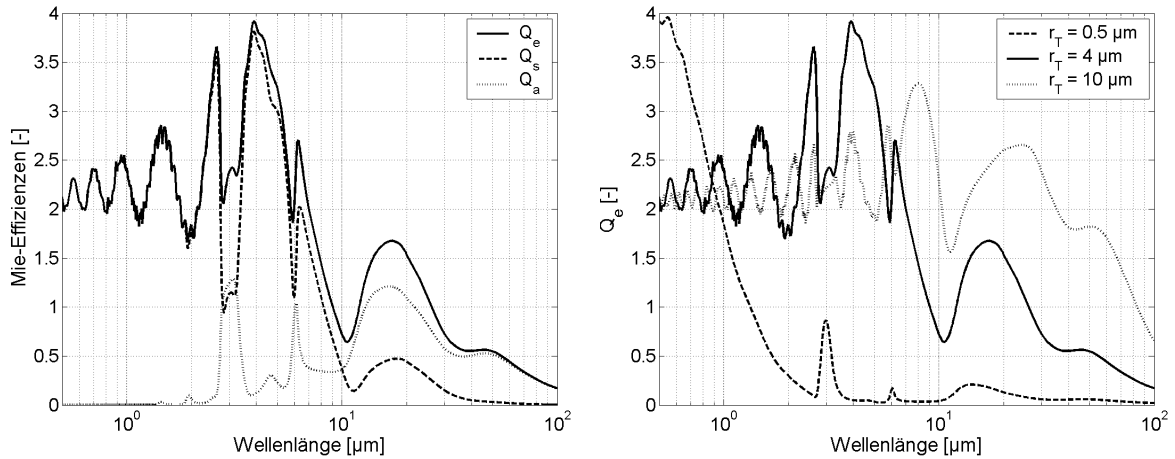


Abbildung 3-18: Mie-Effizienzen über der Wellenlänge für Tröpfchenradius $r_T = 4 \mu\text{m}$ (links) und Extinktionseffizienz für drei $r_T = 0.5 \mu\text{m}$, $4 \mu\text{m}$ und $10 \mu\text{m}$ (rechts).

Diese praktische Handhabung der Mie-Streuung ist gut für die Dämpfungsberechnung von Wolken in Ausbreitungsrichtung. Da die Energie aber in alle Richtungen des Raumes gestreut wird, ist es möglich, dass anfangs abgelenkte Strahlen wieder in die Ausbreitungsrichtung zurückfinden, nachdem sie weitere Male gestreut wurden oder aus einem Winkel ungleich Null auf den Empfänger treffen. Dies führt zur zeitlichen Verbreiterung des optischen Impulses. Der Vorgang wird Mehrfachstreuung genannt und kann berechnet werden unter Verwendung der Phasenfunktion der Mie-Streuung, welche die Winkelabhängigkeit der Streuung beschreibt und berechnet wird mit $S(\psi)_1$ und $S(\psi)_2$. Da aber in dieser Arbeit die Extinktion in Ausbreitungsrichtung untersucht wird, wird dieser Aspekt hier nicht weiter erläutert.

3.2.3.2 Berechnung der Wolkendämpfung

Mit der Verteilungsdichtefunktion der Wassertropfen und der Extinktionseffizienz der Mie-Streuung kann der wellenlängenabhängige Extinktionskoeffizient eines Wolkentyps berechnet werden mit

$$\alpha_{\text{ext}}(\lambda) = 10^3 \cdot \int_0^\infty f(r) Q_e(\chi, n) \pi r^2 dr \quad [\text{km}^{-1}] \quad (3-23)$$

[Hul57]. Mit dem Programm MIE der LibRadtran-Suite wird diese Berechnung ebenfalls nach der Methode von Bohren and Huffman durchgeführt [Kyl05]. Das Programm verwendet als Inputparameter die Partikelgrößenverteilung für das zu berechnende Wolkenmodell, die komplexe Brechzahl (Flüssigwasser, Eis) und das

Wellenlängenintervall. Eine Beispieldatei ist in Anhang C. Das Ergebnis ist der Extinktionskoeffizient in der Einheit $[km^{-1}/(cm^3/m^3)]$, also pro Längeneinheit, normiert auf die Stoffkonzentration ε $[cm^3/m^3]$. Diese lässt sich aus dem Flüssig- oder Eiswassergehalt berechnen mit

$$\varepsilon = \frac{W}{\rho} \quad (3-24)$$

Durch Entnormierung mit ε erhält man den Extinktionskoeffizienten in $[km^{-1}]$. Der Vorteil der Normierung liegt darin, dass für gleiche Partikelgrößenverteilungen der Extinktionskoeffizient leicht für verschiedene Wassergehalte (bzw. Stoffkonzentrationen) berechnet werden kann.

Wasserwolken

Den Verlauf von $\alpha_{ext}(\lambda)$ für $f(r)$ der Deirmendjian C1 Wolke in Abbildung 3-13 zeigt Abbildung 3-19. Dieser hat starke Ähnlichkeiten zum Verlauf von $Q_e(r=4\mu m)$ (Abbildung 3-18, $r_T=4\mu m$). Ausgehend von $\lambda=500\text{ nm}$ steigt die Extinktion monoton an bis zu ca. $\lambda=2.5\mu m$ und hat ihr Maximum bei ca. $5\mu m$. Die beiden abrupten Veränderungen der Brechzahl bei 3 und 6 μm sind deutlich als starke Anstiege und Abfälle der Extinktion zu sehen. Auffällig ist wieder das lokale Minimum zwischen 10 und 12 μm .

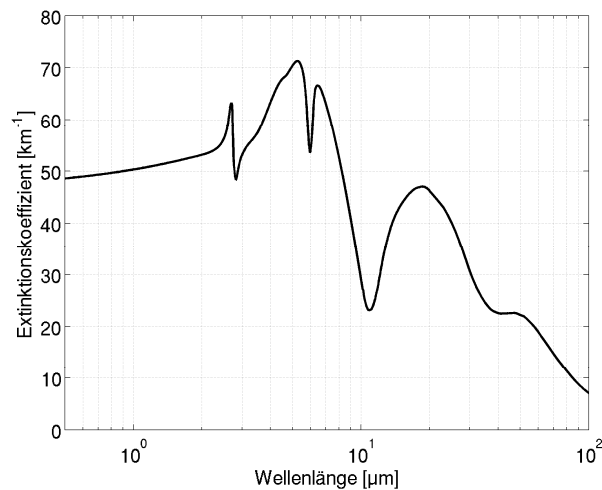


Abbildung 3-19: Verlauf des Extinktionskoeffizienten einer Deirmendjian C1 Wolke

Mit dem Beer'schen Gesetz wird nun aus dieser Kurve das Spektrum der wellenlängenabhängigen Dämpfung pro Streckeneinheit $A_{dB}(\lambda)$ $[dB/km]$ berechnet. Spektren für das C1 Modell und verschiedene Stratus Modelle ($f(r)$ in Abbildung 3-13 und Abbildung 3-14 zeigt Abbildung 3-20. Die Tröpfchengrößenverteilung, auf welcher die

Berechnungen basieren, wurden für die C1 Wolke und allen LOWTRAN-Wolken mit Formel (3-11) erstellt. Das allgemeine Stratus Modell (r. o.) entspricht dem LOWTRAN-Modell (l. u.). Die Stratus-Modelle für Land und Ocean (r. o.) und die Modelle für Stratocumulus und Altostratus (r. u.) sind mit Formel (3-14) aufgestellt.

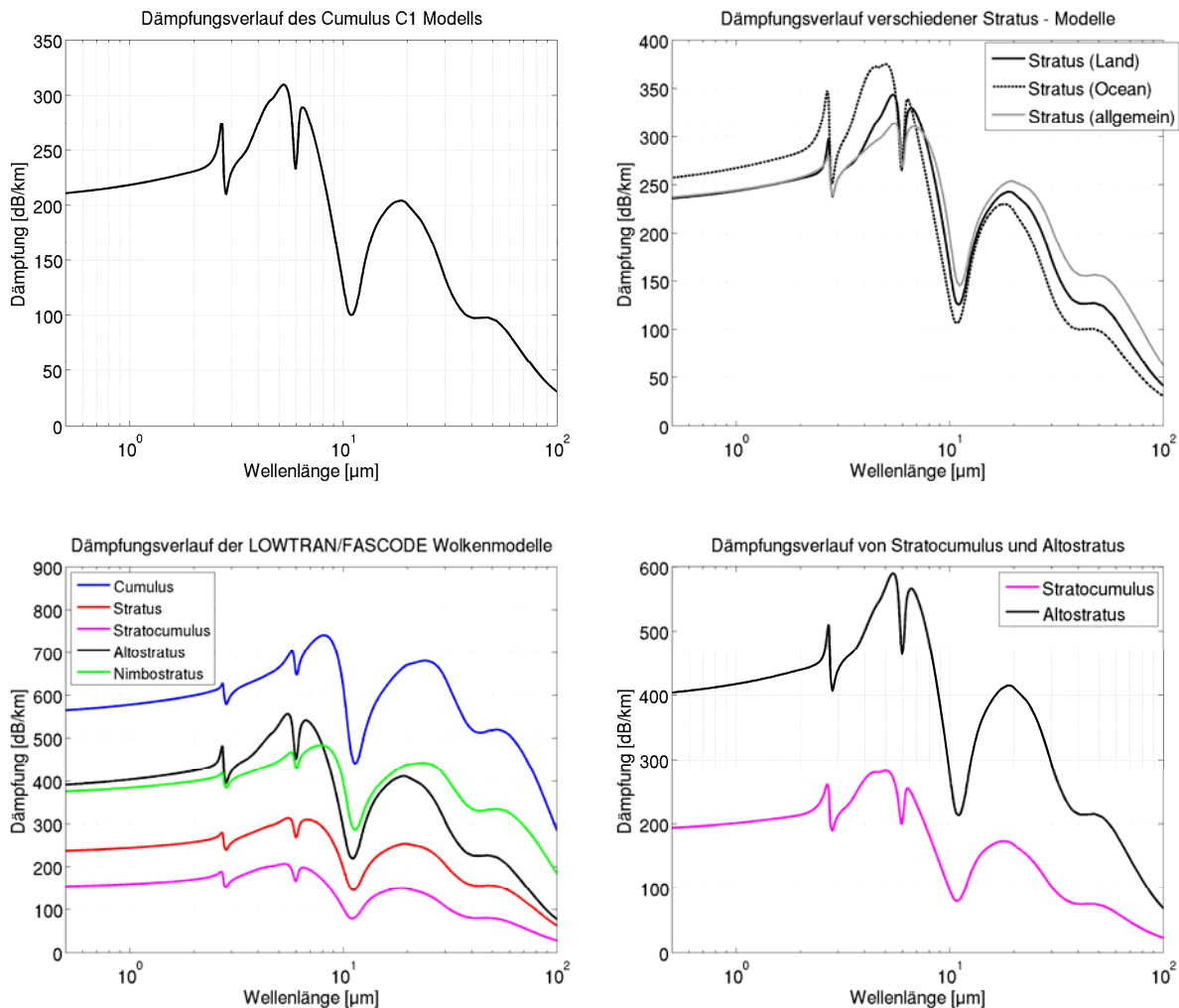


Abbildung 3-20: Dämpfungsverläufe verschiedener Wolkentypen. Die von Stratocumulus und Altostratus sind zweimal enthalten (unten), um die Auswirkung unterschiedlicher Modelle der gleichen Wolken auf die Dämpfung zu zeigen.

Die vier Graphen zeigen sehr deutlich, dass die Dämpfung aller Wasserwolkentypen einem dem C1 Modell qualitativ ähnlichen Verlauf folgen. Für alle Typen liegt das lokale Dämpfungsminimum zwischen $\lambda = 10 \mu\text{m}$ und $12 \mu\text{m}$. Auffällig ist das unterschiedliche Dämpfungsspektrum gleicher Wolkentypen, deren Berechnung unterschiedlichen Partikelgrößenverteilungsfunktionen bzw. Messwerte zu deren Aufstellung zugrunde liegen. Sehr deutlich wird dies im Vergleich des Cumulus C1 und LOWTRAN-Modells, da das zweite eine bei weitem höhere Dämpfung besitzt, und der drei Stratusmodelle, für welche die drei unterschiedlichen Partikelverteilungen gezeigt wurden (Abbildung 3-14). Die beiden unteren Graphen enthalten beide Male den Dämpfungsverlauf des

Stratocumulus und Altostratus. Letzterer besitzt in beiden Fällen die höheren Dämpfungswerte. Die Verläufe sind bis auf unterschiedliche Maxima in etwa gleich. Größere Differenzen gibt es bei Gegenüberstellung von beiden Stratocumulusmodellen. Diese erreichen zwar in etwa das Gleiche Minimum bei ca. 80 dB/km , das LOWTRAN-Modell liegt aber im restlichen Verlauf meist über 50 dB unter seinem Pendant rechts daneben. Aber unabhängig davon, welcher Wolkentyp und welches Modell nun betrachtet wird, alle berechneten Dämpfungsspektren weisen Werte auf, bei denen eine Übertragung nicht stattfinden kann. Dies gilt für die Annahme einer vertikalen Ausdehnung von 1 km der Wolken. Da einzelne Wolkentypen höhere Dicken erreichen (Cumulus, Nimbostratus) ist sogar mit noch höherer Dämpfung zu rechnen. Andere Wolkentypen, wie z.B. Stratus und Stratocumulus sind dünner. Dieser Fall soll im Folgenden für deren LOWTRAN-Modelle untersucht werden. Beide Wolkentypen erreichen eine vertikale Ausdehnungen zwischen $z = 200 \text{ m}$ und 800 m [Chu89]. Dafür wird die absolute Dämpfung der Wolken berechnet. Diese ist um ein Vielfaches kleiner, als in Abbildung 3-20 die Dämpfung bezogen auf 1 km . Das Ergebnis zeigt Abbildung 3-21. Berechnet wurde die Wolkendämpfung jeweils für minimale und maximale Ausdehnung. Die Dämpfung für $z = 800 \text{ m}$ liegt noch immer jenseits der 60 dB für beide Fälle über den gesamten MIR-Spektralbereich. Für $z = 200 \text{ m}$ kommt man zwischen $\lambda = 10$ und $12 \mu\text{m}$ aber in einen akzeptablen Dämpfungsbereich. Beim Stratus liegt das Minimum bei 29.0 dB ($\lambda_{\min} = 11.13 \mu\text{m}$) und bei Stratocumulus bei 15.8 dB ($\lambda_{\min} = 11.05 \mu\text{m}$). Gegenüber einer verwendeten Wellenlänge von 1550 nm wäre dies ein Gewinn von 21.3 dB (Stratus) und 17.20 dB (Stratocumulus). Dies gilt jedoch nur für den Fall, dass die behandelten Wolkentypen sehr dünn sind. Für die meisten anderen Fälle ist die Gesamtdämpfung beider Wolkentypen höher.

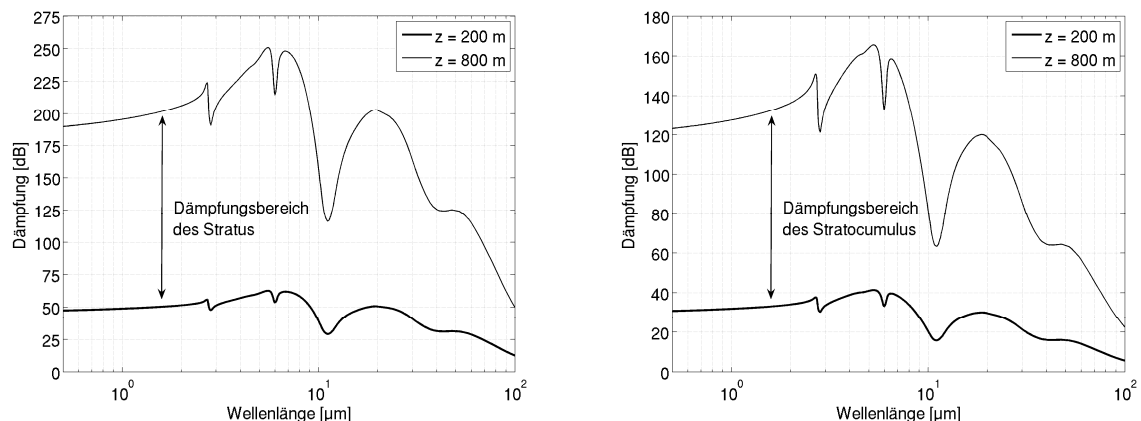


Abbildung 3-21: Dämpfungsbereich von Stratus und Stratocumulus. Die Verläufe stehen für die Extremwerte der vertikalen Dicke z beider Wolkentypen

Nebel

Nebelfelder sind gleich zu betrachten wie eine Wolke am Boden. Es werden zwei verschiedene Nebelarten betrachtet. Die erste ist Strahlungsnebel, der hauptsächlich nachts und am Tagesende vorkommt. Seine Teilchengröße ist ähnlich die der Wasserwolken, hat aber einen geringen Flüssigwassergehalt. Er erreicht eine Ausdehnung von mehreren 10 m . Die zweite Art ist Advektionsnebel, der den ganzen Tag überdauern kann und eine Dicke von mehreren 100 m erreichen kann. Er hat eine größere Teilchengröße und höheren Wassergehalt als Strahlungsnebel. Die zur Berechnung verwendeten Partikelgrößenverteilungen wurden mit Formel (3-11) und Parametern aus [She89] (Anhang D) aufgestellt. Die resultierenden Dämpfungsverläufe zeigt Abbildung 3-22. Die Partikelgrößenverteilung des Strahlungsnebels ist ähnlich dem der meisten Wolkentypen. Dies verursacht einen sehr ähnlichen Dämpfungsverlauf. Da dieser Nebel aber eine vertikale Ausdehnung unter 100 m und einen geringen Flüssigwassergehalt besitzt, ist die totale Dämpfung recht niedrig. Sie liegt mit $z = 100\text{ m}$ im Dämpfungsminimum bei 0.76 dB ($\lambda_{\min} = 10.40\text{ }\mu\text{m}$) und bei $\lambda = 1550\text{ nm}$ bei 4.3 dB . Advektionsnebel hat eine breitere Größenverteilung bei höherem Modenradius ($r_m = 10\text{ }\mu\text{m}$). Bei einer gleichen Ausdehnung und bei gleicher Wellenlänge erhöht sich dessen Dämpfung auf 12.8 dB (1550 nm). Das Minimum liegt bei $\lambda_{\min} = 11.60\text{ }\mu\text{m}$ (11.6 dB).

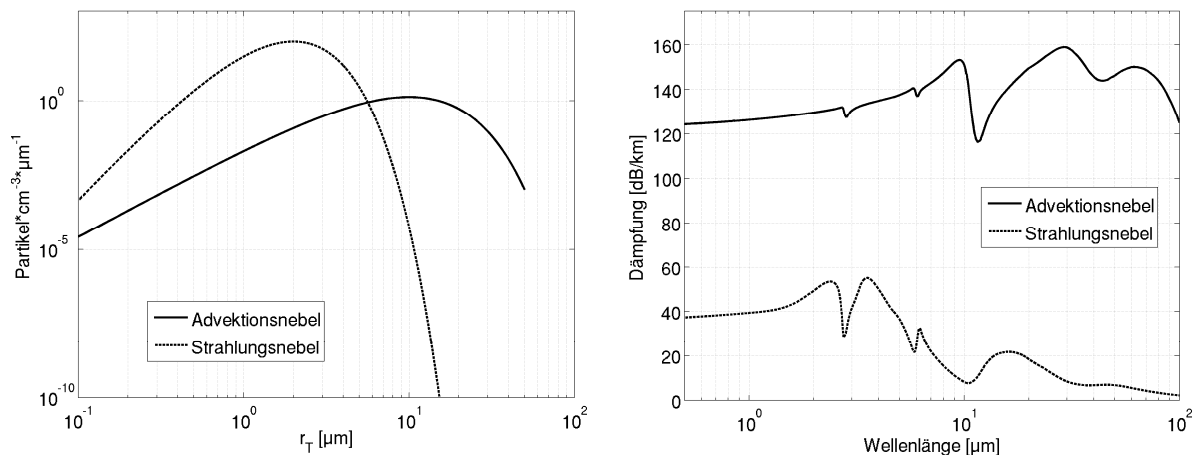


Abbildung 3-22: Tröpfchengrößenverteilung und Dämpfungsverlauf von Advektions- und Strahlungsnebel

Eiswolken

Im Gegensatz zu Wasserwolken und Nebel besitzen Eiswolken (Zirren) keine sphärischen Teilchen sondern Kristallstrukturen verschiedener Art (Abbildung 3-23). Dies erschwert eine genaue Bestimmung der Größenverteilung der einzelnen Formen und der

Transmission, da die Mie-Theorie exakt nur für sphärische Teilchen anwendbar ist. Auch ist deren Dimension mit Abmessungen zwischen $r = 5 \mu\text{m}$ und $1000 \mu\text{m}$ wesentlich höher. Eintreffendes polarisiertes Licht behält bei der Streuung an sphärischen Partikeln seine Polarisation, bei nichtsphärischen wird es teilweise depolarisiert. Für die Übertragung mit reiner Intensitätsmodulation ergeben sich daraus keine Nachteile, wohl aber für kohärente Übertragungsverfahren.

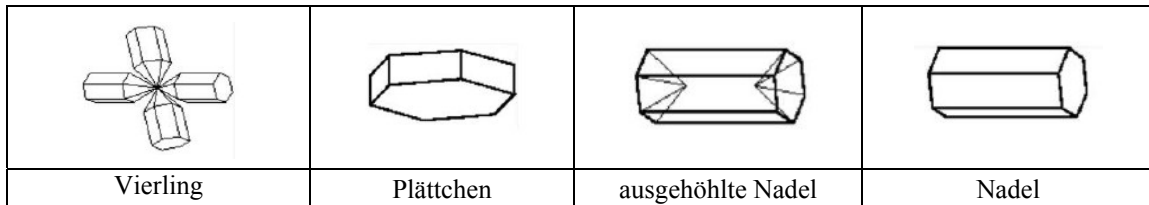


Abbildung 3-23: Die häufigsten Kristallformen in Eiswolken; [Hen04]

Aus Gründen der Einfachheit der Berechnung wird wieder angenommen, dass die Partikel eine sphärische Form haben. Dies macht die Anwendung der Mie-Theorie wieder möglich. Der grobe Verlauf der spektralen Charakteristik sollte bei dieser Annahme nicht beeinflusst werden und man kann eine Abschätzung der Dämpfung durch Eiswolken machen [She89]. Zu beachten ist, dass bei der Berechnung die Brechzahl von Eis verwendet werden muss. Für zwei Modelle wurde $f(r)$ wieder mit Formel (3-11) aufgestellt und die Dämpfung berechnet. Für die Parameter von $f(r)$ wird auf Anhang D verwiesen. Das Ergebnis der Berechnung zeigt Abbildung 3-24. Aufgrund der wesentlich geringeren Partikelkonzentration haben Eiswolken eine um mehrere Größenordnungen niedrigere Dämpfung als Wasserwolken. Die Präsenz von dünnen Eiswolken (thin cirrus) beeinflusst einen Link deshalb wenig, da im ganzen Spektralintervall eine Dämpfung von ca. 0.5 dB und weniger existiert. Dickere Zirren zeigen eine zu größeren Wellenlängen ansteigende Dämpfung, welche aber im berechneten Intervall keine ausgeprägten Maxima und Minima hat. Die Ursache für diesen von den anderen Wolkentypen abweichenden Verlauf ist die unterschiedliche Teilchengröße und das entsprechende Verhalten der Mie-Streuung. Bei Zirren beträgt der Modenradius $64 \mu\text{m}$, welcher wesentlich größer ist als der von Cumulus-Wolken ($4 \mu\text{m}$) oder Stratus-Wolken ($3.33 \mu\text{m}$). Wenn für Zirren eine Wolkendicke von 1.0 bis 2.5 km angenommen wird (siehe Tabelle 3-4), befindet sich die Dämpfung im Bereich zwischen 4.5 und 14.0 dB . Kleinere Wellenlängen sind dabei zu bevorzugen, da sie eine etwas niedrigere Dämpfung aufweisen.

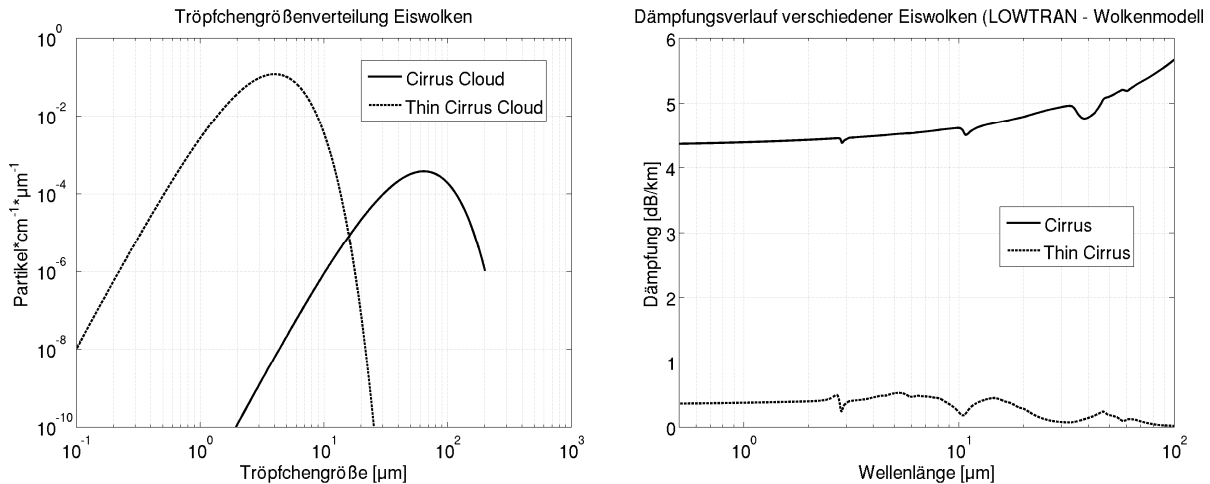


Abbildung 3-24: Partikelgrößenverteilung und Dämpfungsverlauf von Eiswolken und dünnen Eiswolken

3.3 Atmosphärische Hintergrundstrahlung

Bei der Verwendung von Wellenlängen im MIR und Untersuchung der atmosphärischen Effekte muss auch die global vorhandene Hintergrundstrahlung dieses Spektralintervalls untersucht werden, da diese zu hohen Verlusten der Detektorempfindlichkeit führen kann. Die Ursachen können sein die direkte und indirekte Sonnenstrahlung, Strahlung des Mondes und anderer Himmelskörper sowie die thermische Strahlung der Erde und Atmosphäre. Weiter ist zu unterscheiden zwischen Punktstrahlungsquellen, d.h. wenn die Quelle einen Punktstrahler im Bereich des Sichtfeldes bildet, und Flächenstrahlungsquellen, wenn eine ausgedehnte Fläche die gesamte Sichtfläche überdeckt [Kar88]. Erstere sind z.B. Himmelskörper, zweite ist die Atmosphäre. Abbildung 2-3 in Kapitel 2.2 zeigt eine Tagesmessung der diffusen Hintergrundstrahlung in 45° Zenithwinkel ohne etwaige Himmelskörper. Der Strahlungsanteil von 300 nm bis 3 μm ist verursacht vom Sonnenspektrum, der von 3 μm bis 60 μm von der thermischen Strahlung der Atmosphäre. Für optisches Rauschen, das von Hintergrundlicht verursacht wird, ist für den MIR nur der zweite Anteil relevant. Die atmosphärischen Gase emittieren stark bei Wellenlängen, bei denen sie auch absorbieren. In diesen Bereichen nähert sich die Strahlungsstärke passend zur Temperatur der Atmosphäre dem Verlauf der Schwarzkörperstrahlung an. Weniger emittierende Regionen liegen weit unter dem Verlauf. Die niedrige Grundstrahlung basiert auf der Kontinuumsabsorption der Gase H₂O und CO₂. Diese haben auch wieder den größten Einfluss auf die Emission [Zis96]. Mit GENLN2 kann die atmosphärische Hintergrundstrahlung hoch auflösend simuliert werden.

3.3.1 Schwarzkörperstrahlung

Ein Körper oder eine Oberfläche emittieren Energie in sämtlichen Wellenlängen des elektro-magnetischen Spektrums. Ein schwarzer Körper sendet bei einer gegebenen Temperatur das absolute Maximum an Energie über das gesamte Spektrum in alle Richtungen aus und absorbiert auch alle Energie komplett aus allen Richtungen. Diese ideale Betrachtung der Strahlung eines Körpers kann mit reellen Körpern verglichen werden.

Das Planck'sche Strahlungsgesetz beschreibt die Schwarzkörperstrahlung in Abhängigkeit von Temperatur und Wellenlänge [Iqb83]. Für Strahlung in ein Vakuum hinein oder ein Medium gleicher Brechzahl lautet das Gesetz zur Berechnung der Strahlungsdichte L_e [$W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$]

$$L_e(\lambda, T) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp(h \cdot c / \lambda \cdot k \cdot T) - 1} \quad (3-25)$$

mit $c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ Lichtgeschwindigkeit im Vakuum

$h = 6.626 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$ Planck'sches Wirkungsquantum

$k = 1.381 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ Boltzmannkonstante.

Den Verlauf für verschiedene Temperaturen zeigt Abbildung 3-25.

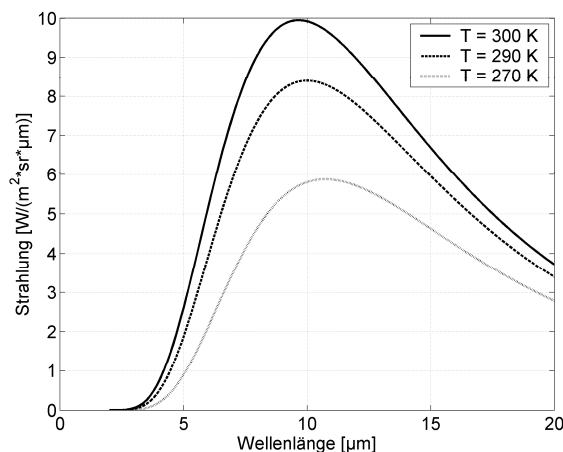


Abbildung 3-25: Schwarzkörperstrahlung verschiedener Temperaturen

Man sieht, dass die Schwarzkörperstrahlung bei atmosphärenähnlichen Temperaturen der unteren Luftschichten im Bereich um $\lambda = 10 \mu m$ ihr Maximum erreicht. In seinen groben Zügen ist dieser Verlauf auch bei der Atmosphäre zu erwarten.

3.3.2 Optische Rauschleistung durch Hintergrundstrahlung im MIR

Aus der Sicht des Empfangsteleskops ist die Atmosphäre eine Flächenstrahlungsquelle mit Strahlungsdichte L_e . Die am Sensor ankommende optische Rauschleistung ist abhängig von L_e , der Transmission des optischen Systems η_{Rx} , der Filterbandbreite des optischen Filters $\Delta\lambda$, der effektiven Aperur A_{Rx} und dem Sichtfeld Ω_{FOV} . Dessen Berechnungsvorschrift lautet

$$\Omega_{FOV} = 2 \cdot \pi \cdot (1 - \cos(\rho_{FOV})) \quad (3-26)$$

mit ρ_{FOV} halber Öffnungswinkel des Teleskops $[rad]$.

Eine Näherung für kleine Winkel ist

$$\Omega_{FOV} \approx \pi \cdot \rho_{FOV}^2. \quad (3-27)$$

Die effektive Aperturfläche bei einer runden Apertur ist bei einem Zweispiegelsystem (z.B. Cassegrain-Teleskop) mit Berücksichtigung der Mittenabschattung nach [Lam95] gegeben durch

$$A_{Rx} = \frac{\pi}{4} \left[1 - \left(\frac{d_{Rx}}{D_{Rx}} \right)^2 \right] D_{Rx}^2 = \frac{\pi}{4} (D_{Rx}^2 - d_{Rx}^2) \quad (3-28)$$

mit d_{Rx} innerer Durchmesser

D_{Rx} äußerer Durchmesser.

Die eingefangene Leistungsdichte $W [W/\mu m]$ berechnet sich mit

$$W = L_e \cdot \Omega_{FOV} \cdot A_{Rx} \quad (3-29)$$

und $P_{BGL} [W]$ berechnet sich zu

$$P_{BGL} = \eta_{Rx} \cdot \Delta\lambda \cdot W. \quad (3-30)$$

Aus (3-27), (3-28), (3-29) und (3-30) ergibt sich dann für die auf dem Detektor eintreffende optische Rauschleistung durch Hintergrundlicht

$$P_{BGL} = L_e \cdot \eta_{Rx} \cdot \Delta\lambda \cdot \frac{\pi}{4} \cdot (D_{Rx}^2 - d_{Rx}^2) \cdot \pi \cdot \rho_{FOV}^2. \quad (3-31)$$

Mit GENLN2 wurde nun die Strahlungsdichte im MIR von $10 \mu m$ bis $11 \mu m$ für zwei Stationshöhen berechnet. Das Ergebnis zeigt Abbildung 3-26.

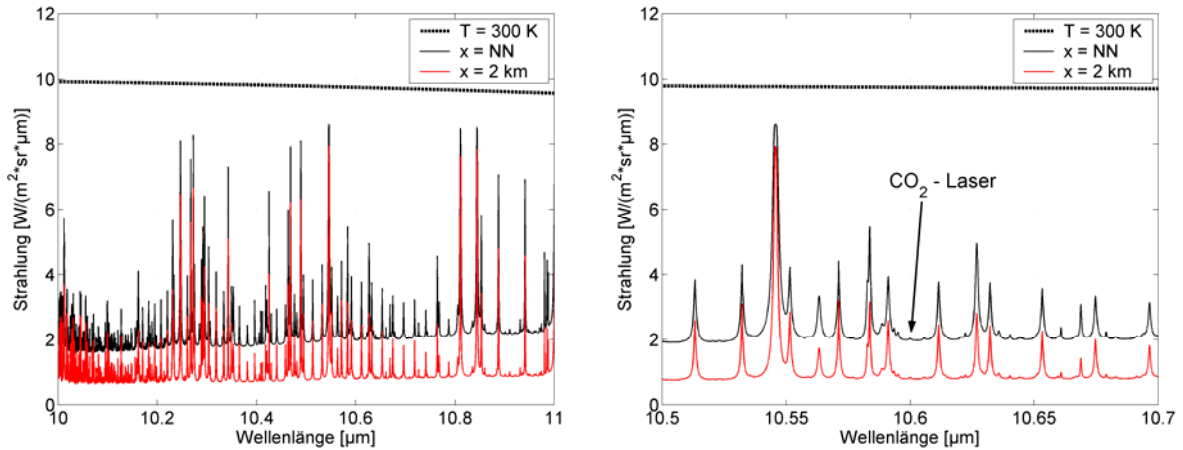


Abbildung 3-26: Berechnung der atmosphärischen Hintergrundstrahlung für Meeresspiegelniveau und in einer Höhe von 2 km mit Vergleich zur Schwarzkörperstrahlung bei $T = 300\text{ K}$

Die höhere Station liegt in einer höheren Schicht, wo die Luft kälter und dünner ist. Dies führt zu geringerer Strahlungsdichte. Die Wellenlänge des CO_2 -Lasers liegt bei $10.6\text{ }\mu\text{m}$. Da sie nicht auf einer Absorptionslinie liegt, ist sie auch in einem Bereich mit geringer Emission weit unter der Schwarzkörperstrahlung. Innerhalb einer Filterbandbreite von 10 nm mit $10.6\text{ }\mu\text{m}$ als Mittenwellenlänge ist die Strahlungsdichte nahezu konstant $2\text{ [W/(m}^2\cdot\text{sr}\cdot\mu\text{m)]}$ auf NN. Bei einem Sichtfeld des Empfängers von $\rho_{Rx} = 100\text{ }\mu\text{rad}$, $D_{Rx} = 40\text{ cm}$, $d_{Rx} = 13\text{ cm}$ und $\eta_{Rx} = 0.8$ ergibt sich eine resultierende optische Rauschleistungsdichte von $5.6\text{ nW}/\mu\text{m}$, woraus bei gegebener Filterbandbreite 10 nm ein $P_{BGL} = 56.5\text{ pW}$ resultiert. Für eine Station auf einer Höhe $x = 2\text{ km}$ hat L_e einen Wert von $0.82\text{ [W/(m}^2\cdot\text{sr}\cdot\mu\text{m)]}$. Daraus ergibt sich eine Rauschleistungsdichte von $2.3\text{ nW}/\mu\text{m}$ und ein $P_{BGL} = 23.2\text{ pW}$. Eine erhöhte Lage der Bodenstation ist bei Verwendung von Wellenlängen im MIR bzgl. der auftretenden optischen Rauschleistung durch Hintergrundlicht also zu bevorzugen.

Bei Wellenlängen, welche im solaren Spektrum liegen, besteht um die Sonne herum auf Grund der Streuung an Aerosolen eine erhöhte Strahlungsdichte. Weiter ist es nicht möglich mit einem Empfangsteleskop und Verwendung von NIR- und VIS-Wellenlängen direkt in die Sonne zu sehen, da die Störung dann zu stark wird und die Detektoren Schaden davon tragen können. Der Vorteil der MIR-Wellenlängen bzgl. der atmosphärischen Hintergrundstrahlung liegt nun darin, dass das Empfangssystem vom Sonnenstand unabhängig ist, da die Strahlungsleistung der Sonne ab ca. $3\text{ }\mu\text{m}$ gegen Null geht. Das Empfangsteleskop kann dann über die gesamte Hemisphäre verfügbar sein.

4 Verfügbarkeit der Bodenstationen

Die Linkverfügbarkeit einer Station ist die Wahrscheinlichkeit dafür, dass bei einem bestimmten atmosphärischen Kanal der Transmitter zum Receiver Sichtverbindung hat, d.h. es ist ein verwertbares Signal auf der Empfängerseite vorhanden und es kann eine Übertragung stattfinden. Im vorhergehenden Kapitel wurde deutlich gemacht, welches Problem Wolkenaufkommen für optische Down-Links sein kann und welcher Wellenlängenbereich zu bevorzugen ist, um diesem Problem entgegen zu wirken. Dieses Kapitel befasst sich nun auf Basis von Satellitenmessdaten mit der Thematik, wie verschiedene Standorte in Europa die Linkverfügbarkeit einer Bodenstation oder eines Verbunds von mehreren Bodenstationen beeinflussen und wie diese verbessert werden kann. Dazu folgt zuerst eine Beschreibung des zur Verfügung stehenden Datenmaterials.

4.1 Die Satellitenbilder von NOAA

Die National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ist die Wetter und Ozeanbehörde der USA, welche die nationalen Ozean- und Atmosphärendienste koordiniert. So steuert sie eine Reihe von POES (Polar Operational Environmental Satellites) in einer Höhe von 833 km, wie die Satelliten NOAA-16 und NOAA-17. Diese haben als Payload ein AVHRR/3 (Advanced Very High Resolution Radiometer Version 3) an Bord, ein Sensor, der in sechs spektralen Bändern im sichtbaren und infraroten Bereich die von der Erde reflektierte Sonnenstrahlung und thermische Strahlung misst. Seine geometrische Auflösung beträgt 1.1 km bei nadir-Sicht (Blickrichtung vom Weltall zur Erde) und verschlechtert sich zu den Rändern seines Sichtfeldes hin auf bis zu 6 km [DLR06], [DFD06]. Die Messungen werden verwendet, um die physikalischen Wolkenparameter und Ozeantemperaturen zu bestimmen. Dies übernimmt der APOLLO-Algorithmus (AVHRR Processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean). Ein Produkt von APOLLO sind die ECC-Daten (European Cloud Climatology). Die einzelnen Überflüge überdecken den Bereich von 34° N bis 72° N und 11° W bis 32° E , was in etwa einer Ausdehnung von Portugal bis zur mittleren Türkei und von Marokko zum nördlichen Skandinavien entspricht. Für jeden Überflug sind drei Dateien vorhanden. Zwei JPEG-Bilder zeigen die gesamte Wolkenbedeckung und die Wolkenklassifikation. Eine Binärdatei enthält die auszuwertenden Daten, welche den Bedeckungsgrad und die Klassifikation enthalten. Diese ist vom Typ short integer (16 bit) und wird ausgelesen mit

der Dimension 3441 x 3801 Pixel. Der Wert für einen einzelnen Pixel lässt sich mit den Dezimalstellen $CCCT$ angeben, wobei CCC für den Bedeckungsgrad von 0 – 100 % steht und T für den Wolkentyp von 5 bis 8 (Tabelle 4-1). Der Bedeckungsgrad ist die Fläche der vertikalen Projektion der Wolken zur betrachteten Gesamtfläche. Da das AVHRR/3 bei den einzelnen Überflügen nicht die gesamte Fläche der ECC-Karte erfassen kann, entstehen bei jeder Aufnahme Stellen ohne Messwerte, die in der Binärdatei als Missung Values ($CCCT = -49$ oder -50) gekennzeichnet werden. Diese gilt es in der Auswertung zu berücksichtigen. Die Binärdatei kann als Matrix eingelesen werden mit

$$A = \begin{bmatrix} CCCT_{1,1} & CCCT_{2,1} & \dots & CCCT_{3801,1} \\ CCCT_{1,2} & CCCT_{2,2} & \dots & CCCT_{3801,2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ CCCT_{1,3441} & CCCT_{2,3441} & \dots & CCCT_{3801,3441} \end{bmatrix}. \quad (4-1)$$

Dezimalstelle	Beschreibung	Wert	Farbklassifikation	Höhe [km]
CCC	Bedeckungsgrad	0 – 100 %	-	-
T = 5	Wolkentyp	Niedrige Wolken	Gelb	0 - 2
T = 6		Mittelhohe Wolken	Grün	2 - 6
T = 7		Hohe Wolken	Blau	6 – 13
T = 8		Dünne Wolken	Lila	-

Tabelle 4-1: ECC-Datenformat. CCC enthält die drei Dezimalstellen des Bedeckungsgrades 0 - 100 %, T die Bezeichnung für die Wolklassifikation 5...8

Die Wolkenstockwerke in Tabelle 4-1 beschreiben nach [Käs01] hauptsächlich die folgenden Wolkentypen:

- *Niedrig* *Stratus, Stratocumulus, Fair Weather Cumulus*
- *Mittelhoch* *Cumulus, Nimbostratus, Altocumulus, Altostratus*
- *Hoch* *Cirrostratus, Cirrocumulus*
- *Dünn* *Dünne Cirrus, Kondensstreifen, Wolkenränder.*

Ein Beispielsbild vom 07.01.04 um 10:46 UTC (Universal Time Coordinated) für die Wolkenbedeckung und die Wolklassifikation zeigt Abbildung 4-1. Der rote und schwarze Bereich ist der vom aktuellen Überflug nicht erfasste.

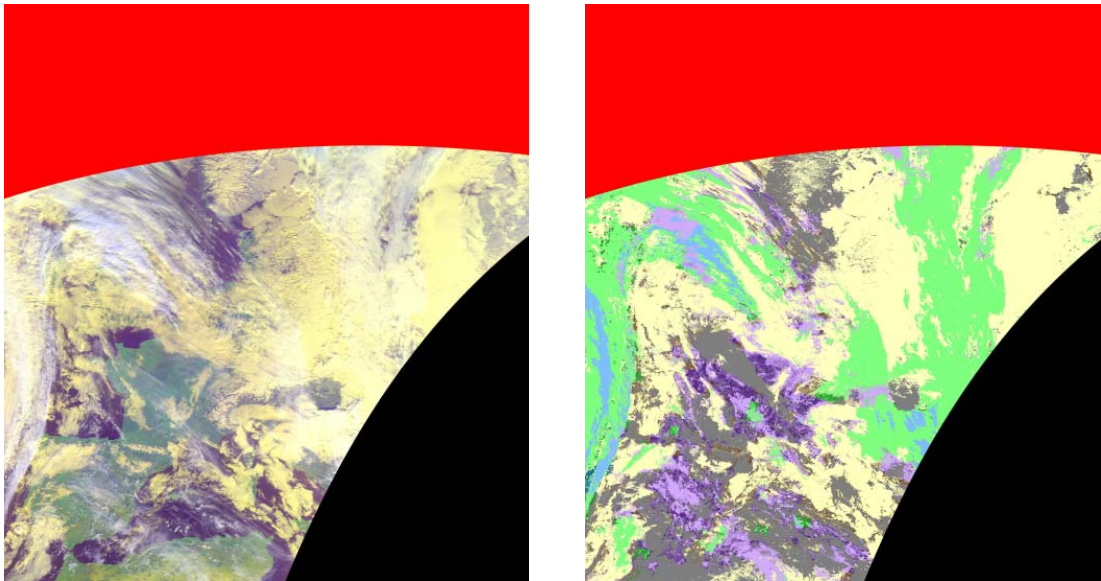


Abbildung 4-1: NOAA-Satellitenaufnahme vom 07.01.04 um 10:46 UTC. Links ist die Wolkenbedeckung, rechts die Klassifikation nach Tabelle 4-1

Links zu sehen ist die gesamte Wolkenbedeckung und rechts die Wolken klassifiziert nach der Höhe bzgl. Tabelle 4-1. Die Ortsauflösung von $1,1 \times 1,1$ km entspricht einer Breiten- und Längengradauflösung von $0,01^\circ$ und $0,0125^\circ$ [Mee04]. Pro Tag sind in den Jahren 2000, 2004, 2005 und 2006 zwischen einem und sieben Datensätze vorhanden, da für die Jahre die Bilder unterschiedliche NOAA-Satelliten liefern.

Die statistische Auswertung der ECC-Daten zum Zwecke der Bestimmung günstiger Bodenstationsorte verlangt eine große Anzahl von Messdaten und deren Regelmäßigkeit. Beides ist im Falle des vorhandenen Materials nur teilweise gegeben. Es sind insgesamt 2618 Aufnahmen für die Jahre 2000/04/05 und das erste Halbjahr 2006 vorhanden. Die Aufnahmezeiten variieren zwischen 8.00 UTC und 17.00 UTC. Der Grund hierfür ist, dass die Bilder von verschiedenen Satelliten mit unterschiedlichen Überflugszeiten stammen und die einzelnen Satelliten wieder mehrere Überflüge haben. Es müssen also Messwerte unterschiedlicher Uhrzeiten miteinander verglichen werden. Dieser Vergleich von unterschiedlichen Uhrzeiten an unterschiedlichen Tagen ist möglich, da die Wolkenbedeckung über Europa einen sehr geringen mittleren Tagesgang hat, d.h. wenn morgens eine Fläche bewölkt ist, ist dies zu späterer Zeit sehr wahrscheinlich auch der Fall [Mee04], [DFD06]. Eine Statistik des verwendeten Datenmaterials findet sich in Anhang E.

4.2 Räumliche Korrelation von Wetterzellen

Für eine Berechnung der statistischen Verfügbarkeit optischer Bodenstationen müssen diese entweder in voneinander statistisch unabhängigen Wetterzellen liegen oder die Abhängigkeit muss bei der Berechnung berücksichtigt werden.

Das Wetter und dementsprechend auch die Wolken in unseren Breiten werden von dynamischen Hoch- und Tiefdruckgebieten bestimmt. Diese verursachen Wetterfronten, an denen sich die Wolkenformen verstärkt ausbilden. Die Ost-West-Ausdehnung beträgt zwischen 200 und 500 km, die Nord-Süd-Ausdehnung bis über 1000 km. Dieser Betrachtung zufolge sollten Bodenstationen in Ost-West-Richtung einen Mindestabstand von 500 km aufweisen, Nord-Süd-Verteilungen 1000 km [Hen04]. Für Südeuropa wird nach [Wei01] eine starke Korrelation der Wolkenstrukturen innerhalb eines Radius von 500 km angenommen. Neben diesen grobskaligen Effekten sind auch lokale Erscheinungen zu berücksichtigen. Diese sind aber nur mit hoch aufgelösten Messungen von Boden- und Satellitenbeobachtungen zu lokalisieren. So gibt es Wolkenerscheinungen verstärkt im bergigen Gebiet (Alpen, Mittelgebirge, Pyrenäen) und entlang von Küsten. Die ECC-Daten bieten eine Möglichkeit, lokale Effekte zu identifizieren, um sie dann zu nutzen oder zu vermeiden.

In [Sha93] wird eine einfache Möglichkeit zur Abschätzung der Korrelationsabhängigkeit in Form einer Wolkensystems-Korrelationszahl κ nach Formel (4-2) empfohlen. Diese basiert auf empirischen Informationen aus der AFGL Datenbank (Air Force Geophysics Laboratory) und berücksichtigt die Wetterdaten der USA.

$$\kappa = \exp\left(\frac{-\Delta x^2}{2 \cdot \sigma_e^2}\right) \quad (4-2)$$

mit Δx Abstand zwischen den Stationen [km]

σ_e empirischer Parameter [km].

Für σ_e wird als empirisches Ergebnis der Wert 50 km genommen. Ein $\kappa < 0.01$ deutet unabhängige Wetterzellen an, was bei einem Abstand von ca. 150 – 200 km gilt. Dieser Wert ist aber mit Vorsicht zu betrachten, da er Wetterverhältnisse in den USA beschreibt und für Europa einen anderen Wert annehmen kann. Bei Annahme von Unkorreliertheit der Wetterzellen über 500 km wäre dies $\sigma_e = 160$ km.

Eine bessere Möglichkeit zur Aussage über Korrelation bietet der statistische Korrelationskoeffizient ρ , wenn er das verbundene Wolkenauftreten für einzelne Orte

beschreibt, wie in [Gar02] für Spanien geschehen. Dieser Parameter liefert eine Aussage über den linearen Zusammenhang zweier Zufallsvariablen und liegt im Intervall $[-1 \ +1]$. Die Zufallsvariablen sind in unserem Falle die Zeitreihen der Wolkenbedeckungsgrade. Bei $\rho = 1$ sind die Zeitreihen vollständig korreliert. Bei $\rho = 0$ sind sie komplett unabhängig voneinander und mit $\rho = -1$ gegenläufig. Der Korrelationskoeffizient zweier Zeitreihen X und Y wird berechnet mit

$$\rho = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sqrt{\sigma_X^2 \sigma_Y^2}} \quad (4-3)$$

mit $\text{cov}(X, Y)$ Kovarianz von X und Y

$\sigma_{X,Y}^2$ Varianz von X bzw. Y .

Bei der Simulation der Szenarien mit Bodenstationsdiversität wird er verwendet, um eine Aussage über die Stärke der räumlichen Korrelation des Wolkenaufkommens zwischen zwei Stationen machen zu können. Im Falle der Unkorreliertheit gilt $\rho = 0$, wonach die Verbundwahrscheinlichkeit der Wolkenbedeckung zweier Orte durch einfache Multiplikation der beiden Einzelwahrscheinlichkeiten bestimmt werden kann. Entsprechend einfach lässt sich dann die statistische Verfügbarkeit eines Systems mit mehreren Stationen ermitteln. Im günstigsten Fall geht ρ ins Negative, was bedeutet, dass zwei Standorte einen gegeneinander wirkenden Effekt hätten, der sich positiv auf die Verfügbarkeit auswirken würde, da bei einem Wolkenaufkommen des einen Standortes die Wahrscheinlichkeit für klare Sicht am anderen Standort erhöht ist. Ob ein negativer Korrelationskoeffizient jedoch realistisch sein kann, muss anhand meteorologischer Gesichtspunkte geklärt werden und ist nicht Bestandteil dieser Arbeit.

Ähnlich zum Korrelationskoeffizient gibt der statistische Abhängigkeitsindex χ eine Aussage zur Korrelation zweier Zufallsvariablen. Für eine Korrelationsanalyse wird er betrachtet als das Verhältnis der Wahrscheinlichkeit von Wolkenbedeckung über einer von zwei Stationen unter Berücksichtigung der Korrelation der Wetterzellen und Vernachlässigung der Korrelation. Er ist definiert für zwei Stationen als

$$\chi = \frac{P(W_1 \cap W_2)}{P(W_1) \cdot P(W_2)} \quad (4-4)$$

mit W_1, W_2 Wolkenbedeckung über Stationen 1 und 2

[Gar02]. Der Wert von χ liegt im Intervall $[0 \ +\infty[$. Bei $P(W_1 \cap W_2) = P(W_1) \cdot P(W_2)$ gilt $\chi = 1$ und es herrscht statistische Unabhängigkeit. Bei $\chi \rightarrow \infty$ steigt die Abhängigkeit, bei

$\chi \rightarrow 0$ besteht Gegenläufigkeit (vgl. $\rho \rightarrow -1$). Der Maximalwert von χ ist direkt proportional zur Verbundwahrscheinlichkeit und indirekt proportional zum Produkt der Einzelwahrscheinlichkeiten. Deswegen ist er nicht beschränkt auf ein Intervall, wie der Korrelationskoeffizient, und es ergeben sich unterschiedlich hohe Maximalwerte (Abbildung 4-2 rechts oben und Mitte). Somit kann der Verlauf der Korrelation um zwei verschiedene Orte herum nicht mit dem statistischen Abhängigkeitsindex direkt verglichen werden, wohl aber der Einfluss der Korrelation bei Betrachtung eines Standortes. Für direkte Vergleiche kann der Korrelationskoeffizient verwendet werden.

In Bezug auf Oberpfaffenhofen und Calar Alto wurden ρ und χ der Umgebung für die Jahre 2004 und 2005 berechnet. Die Standorte sind zu Oberpfaffenhofen und Calar Alto in konzentrischen Kreisen mit Abstand 10 km und Winkelauflösung von $\varphi = 98\text{ mrad}$ angeordnet. Das Ergebnis zeigt Abbildung 4-2. Formel (4-2) beschreibt einen exponentiellen Abfall der Korrelation. Der Verlauf von ρ und χ wurde analog dazu mit einer exponentiellen Best Fit Kurve zweiter Ordnung angenähert.

Über 800 km um Oberpfaffenhofen ist $\chi < 1.1$, d.h. die Häufigkeit für Wolkenbedeckung über einer von zwei Stationen ist unter Berücksichtigung der Korrelation 10% größer als die Häufigkeit für Wolkenbedeckung bei Annahme von unkorrelierten Verhältnissen. Der Korrelationskoeffizient nimmt hier den Wert 0.1 an. Diese beiden Werte scheinen eine realistische Abschätzung für vernachlässigbare Korrelation zu sein. Die Annahme von verstärkter Nord-Süd Korrelation auf Grund des Verlaufs der Wetterfronten in [Hen04] kann am Beispiel Oberpfaffenhofen nicht bestätigt werden. Die Ursache hierfür kann sein, dass diese Annahme für Wetterverhältnisse über dem Atlantik gilt und dort der Einfluss von Landmassen und Gebirgen (z.B. Alpen) ausbleibt. Die Betrachtung von Calar Alto zeigt annähernd symmetrische Verhältnisse.

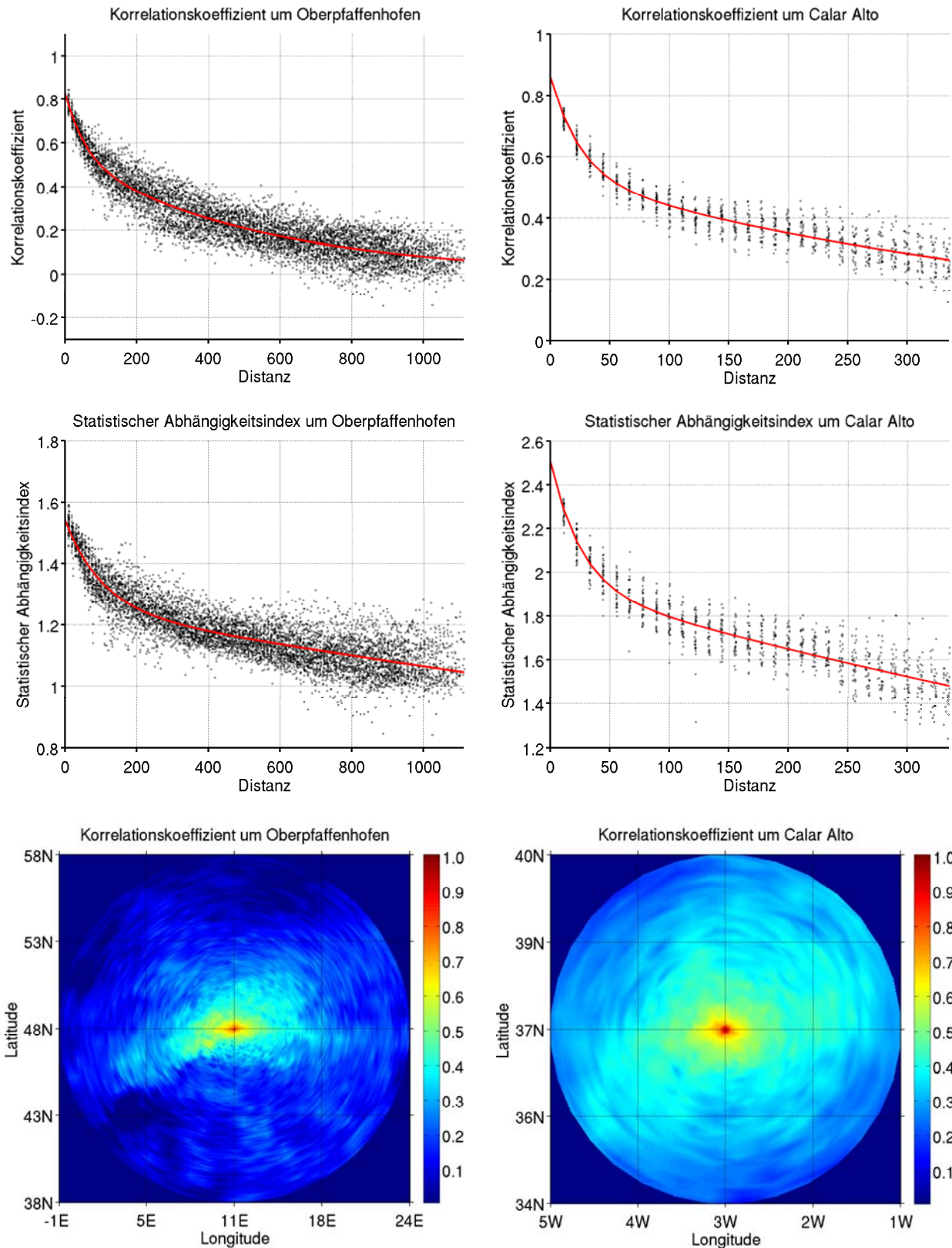


Abbildung 4-2 : Korrelationskoeffizient und statistischer Abhängigkeitsindex um Oberpfaffenhofen und die Hohebende von Calar Alto mit Best Fit Approximation (oben und Mitte) und geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten (unten). Die Breiten- und Längengradangaben sind auf eine Stelle Genauigkeit gerundet.

4.3 Berechnung der Linkverfügbarkeit auf Basis der ECC-Daten

Unter Verwendung der ECC-Daten wird nun eine Abschätzung der Linkverfügbarkeit eines Systems mit einer oder mehreren Bodenstationen getroffen. Da mit den vorhandenen ECC-Daten keine Aussagen über die optische Dicke der Wolken und somit deren Dämpfung getroffen werden können, wird der ungünstige Fall angenommen, dass jegliches Wolkenaufkommen die Übertragung vollständig unterbindet. Weiter wird vorausgesetzt, dass der Übertragungsweg in Zenithrichtung verläuft, um das vorhandene Datenmaterial nutzen zu können, da Angaben über eine vertikale Ausdehnung der Wolken fehlen.

4.3.1 Verfügbarkeit eines einzelnen Links

Dieses Kapitel befasst sich mit der Berechnung der Verfügbarkeit eines einzelnen Links. Die Variablen der Formeln sind dabei als Bilder zu betrachten, da alle Berechnungen großflächig für die gesamte ECC-Karte durchgeführt werden.

Der Wert des Wolkenbedeckungsgrades CCC eines einzelnen Pixels einer Aufnahme soll als zufälliges Ereignis betrachtet werden, da er auf Grund seiner komplexen Ursachen nicht vorhergesagt werden kann. Weiter soll auch die Verteilung der Wolken über die von einem Pixel beschriebene Fläche $A_p \approx 1,2 \text{ km}^2$ und der Standort der Bodenstation innerhalb dieser Fläche zufällig sein. Die Wahrscheinlichkeit für durch Wolken verdeckte Sicht zwischen Transmitter und Receiver auf Basis einer einzelnen Satellitenaufnahme berechnet sich durch

$$P(W_A) = \frac{CCC}{100} \quad (4-5)$$

$P(W_A)$ Wahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten W auf Basis einer Aufnahme A .

Für die daraus abgeleitete Linkverfügbarkeit $P(V_A)$ für eine einzelne Station gilt dann

$$P(V_A) = 1 - P(W_A) \quad (4-6)$$

$P(V_A)$ Linkverfügbarkeit auf Basis einer Aufnahme.

Da eine Aussage auf Basis einer einzelnen Satellitenaufnahme nicht sinnvoll ist, muss die Häufigkeit der Wolkenbedeckung eines Pixels über einen größeren Zeitraum hinweg untersucht werden und daraus die mittlere Verfügbarkeit berechnet werden. Dafür wird der

Wolkenbedeckungsgrad eines jeden Pixels über einen möglichst langen Zeitraum hinweg als Zeitreihe einzelner Messwerte betrachtet. Die mittlere Wolkenbedeckung für einen Standort auf Basis von N Satellitenaufnahmen wird berechnet mit

$$P(W) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P(W_A)_i \quad (4-7)$$

$P(W)$ mittlere Häufigkeit für Wolkenauftreten auf Basis von N Aufnahmen.

Mit der Anzahl der Messwerte der Zeitreihe nimmt die Zuverlässigkeit von $P(W)$ zu. Damit der Einfluss der über das Jahr schwankenden Bildanzahl minimal bleibt wird ein gewichtetes Mittel erzeugt. Dafür werden zuerst nach Formel (4-7) die Mittelwerte $P(W)$ des Bedeckungsgrades aller Monate im zu berechnenden Zeitintervall erstellt. Dies geschieht, indem alle Aufnahmen des jeweiligen Monats aufsummiert werden und das Resultat durch eine Wichtungsmatrix dividiert wird. Diese ist notwendig, da die einzelnen Aufnahmen wegen der Missing Values unterschiedliche Gebiete abdecken. Die Matrix hat die gleiche Dimension wie die ECC-Karte. Ihre Elemente enthalten die Anzahl der vorhandenen Messwerte für den jeweiligen Ort. Abbildung 4-3 (links) enthält als Beispiel die Wichtungsmatrix von April 2000. Die Wichtungsmatrix ist für alle Monate unterschiedlich. Für das Jahresmittel auf Basis von drei Jahren (2000, 2004, 2005) müssen $3 \cdot 12 = 36$ Monatsmittel berechnet werden. Aus diesen Monatsmitteln wird darauf das Gesamtittel der Wolkenbedeckung $P(W)_{Jahr}$ für das gesamte Jahr berechnet. Da in manchen Monaten bei allen Aufnahmen Missing Values an der gleichen Stelle vorkommen, entstehen unabgedeckte Stellen bei bestimmten Monatsmitteln und es muss eine weitere Wichtungsmatrix erstellt werden, die diesmal die Anzahl von vorhandenen Monatsmittelwerten enthält (Abbildung 4-3, rechts). Die Vorschrift zur Berechnung des Jahresmittels $P(W)_{Jahr}$ lautet

$$P(W)_{Jahr} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K P(W)_i \quad (4-8)$$

mit K Anzahl der Monate
 $P(W)_i$ mittlere Häufigkeit für Wolkenauftreten im i -ten Monat
 $P(W)_{Jahr}$ mittlere Häufigkeit für Wolkenauftreten in Jahr.

Die mittlere Linkverfügbarkeit $P(V)_{Link}$ ergibt sich dann aus $P(W)_{Jahr}$ mit

$$P(V)_{Link} = 1 - P(W)_{Jahr} \quad (4-9)$$

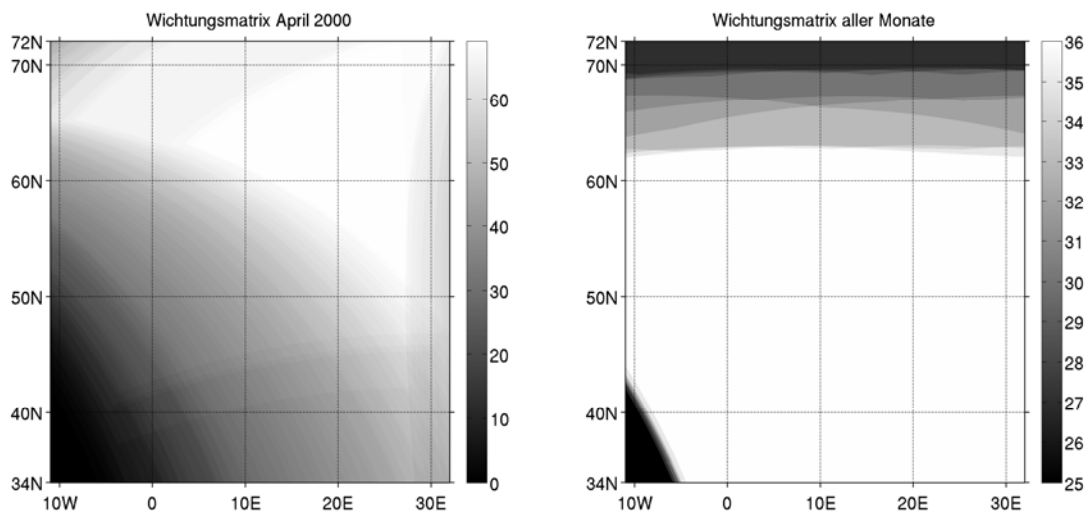


Abbildung 4-3: Wichtungsmatrix für die Mittelung des Monats April 2000 und für die Mittelung der 36 Monatsmittel der Jahre 2000/04/05

Abbildung 4-4 (links) zeigt das Ergebnis der Jahresmittelberechnung für 2000/04/05. Gut zu erkennen ist der typische Nord-Süd Abfall der mittleren Wolkenbedeckung. In Deutschland herrscht eine mittlere Bewölkung über das Jahr zwischen 50 % und 70 %. Dies resultiert entsprechend in einer Verfügbarkeit $P(V)_{Link}$ von 30 % bis 50 %. In Breiten über $60^\circ N$ sind nur Verfügbarkeiten schlechter 40 % zu erwarten. Unterhalb $45^\circ N$ verbessern sich die Umstände und man kann mit Verfügbarkeiten über 70 % rechnen.

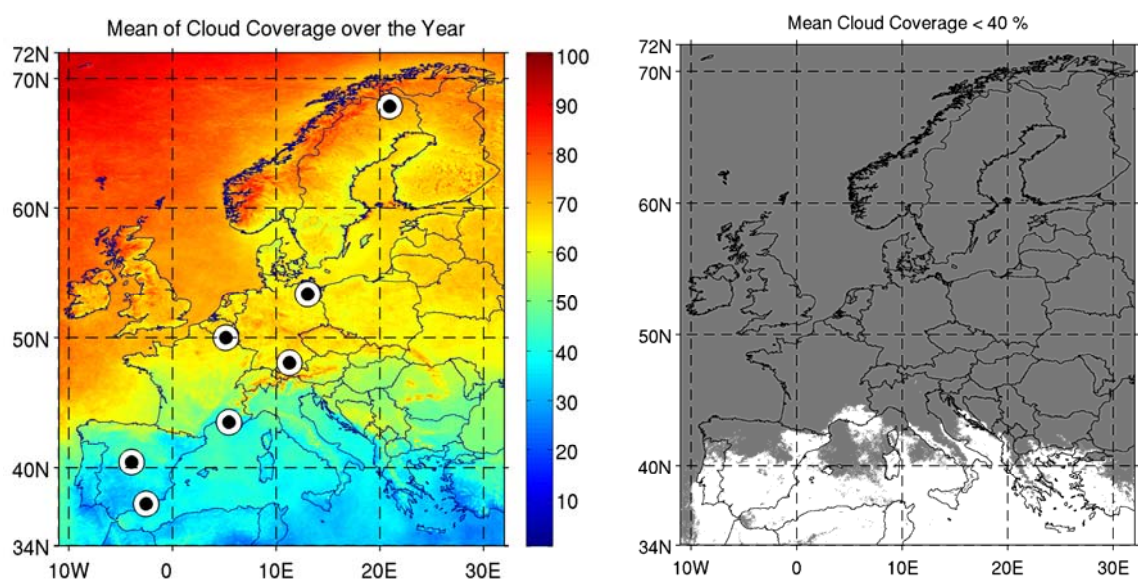


Abbildung 4-4: Mittlere Wolkenbedeckung $P(W)_{Jahr}$ berechnet aus den Jahren 2000/04/05 (links) und Gebiet von $P(V)_{Link} > 60\%$ (weiße Fläche, rechts).

An den Alpen und Karpaten ist deutlich die verstärkte Wolkenbildung an Gebirgen zu erkennen. Auch gibt es hier Gletschergebiete, welche von APOLLO als Wolken erkannt werden können. Eine Auswahl von Bodenstationen in diesem Gebiet auf Basis der ECC-Daten ist aus zweitem Grund nicht sinnvoll. Die rechte Abbildung zeigt die Aufteilung des Gebietes in $P(V)_{Link} > 60 \%$ (weiß) und $P(V)_{Link} < 60 \%$ (grau). Wie oben beschrieben beinhalten die ECC-Daten auch eine Klassifikation der Wolken. Dünne Wolken besitzen im AVHRR/3 Kanal 1 (580 nm – 680 nm) eine optische Dicke $\tau_{opt} < 5$. Dies resultiert in einer maximalen Dämpfung von $a_{dB} = 21.5 \text{ dB}$. Meist liegt die Dämpfung aber wesentlich darunter [DFD06]. Wenn diese maximale Dämpfung dünner Wolken im Linkbudget berücksichtigt werden kann, erhöht sich die Verfügbarkeit des Systems um den Anteil dünner Wolken am gesamten Wolkenaufkommen.

Man kann allgemein sagen, dass die Verfügbarkeit im südlichen Europa besser ist als in Zentraleuropa oder nördlicheren Breiten. Die Kriterien für eine Auswahl eines bestimmten Ortes sind eine geringe Wolkenbedeckung (wichtigster Faktor), eine geringe Teilchenstreuung und Turbulenz und eine vorhandene Infrastruktur. Eine ausführliche Beschreibung und ein Ansatz zur Wichtung dieser Kriterien findet sich in [Cow89]. Diese Faktoren sind meistens bei wissenschaftlichen Observatorien und Mikrowellenbodenstationen berücksichtigt, da diese nach ähnlichen Gesichtspunkten platziert werden. Die Werte für die Verfügbarkeit von Bodenstation an ausgewählten Standorten zeigt Tabelle 4-2. Der rechte Wert gibt die Verfügbarkeit für den Fall an, dass eine Dämpfung durch dünne Wolken im Linkbudget berücksichtigt wird. Die Lage der Stationen ist bis auf Hohenpeißenberg in Abbildung 4-4 eingetragen.

<i>Standort</i>	<i>Geograph. Lage</i>	<i>Bildkoordinaten (x,y)</i>	<i>Bemerkung</i>	<i>$P(V)_{Link} [\%]$</i>
Oberpfaffenhofen (Dtld.)	48.080° N, 11.280° E	(1783,2392)	DLR Standort	37.5 / 49.0
Hohenpeißenberg (Dtld.)	47.802° N, 11.004° E	(1760,2420)	Observatorium	41.5 / 51.3
Neustrelitz (Dtld.)	53.350° N, 13.050° E	(1924,1865)	ESA Station	31.8 / 45.5
Redu (Belgien)	50.000° N, 5.150° E	(1292,2200)	ESA Station	30.5 / 41.5
Kiruna (Schweden)	67,857°N, 20,964°O	(414,2557)	ESA Station	30 / 44.0
Calar Alto (Spanien)	37.220° N, 2.546° W	(676,3478)	Observatorium	62.5 / 70.3
Villafranca (Spanien)	40.440° N, 3.950° W	(564,3156)	ESA Station	65.8 / 72.8

<i>Standort</i>	<i>Geograph. Lage</i>	<i>Bildkoordinaten (x,y)</i>	<i>Bemerkung</i>	<i>P(V)_{Link} [%]</i>
Marseille (Frankreich)	43.531° N, 5.444° E	(1316,2847)	-	68.3 / 79.0

Tabelle 4-2: Verfügbarkeit Europäischer Stationen in Prozent. Die Bildkoordinaten beschreiben die Lage der Stationen auf der ECC-Karte. Der linke Wert der Verfügbarkeit gilt bei Linkblockade durch alle Wolken, der rechte Werte mit Vernachlässigung dünner Wolken

Calar Alto, Villafranca und Marseille zeigen eine hohe Verfügbarkeit, welche im Falle von Marseille um bis zu 10.7 % gesteigert werden kann bei Berücksichtigung dünner Wolken.

Obige Auswertung beschränkt sich auf die Jahresmittel des Bedeckungsgrades. So werden saisonale Effekte zwischen Sommer und Wintermonaten weitgehend ausgemittelt. Analog zum Jahresmittel $P(W)_{Jahr}$ können auch die Mittelwerte des Bedeckungsgrades für die einzelnen Jahresquartale $P(W)_{Quartal}$ berechnet werden. Die Quartale sind aufgeteilt wie in Tabelle 4-3.

Quartal I	Quartal II	Quartal III	Quartal IV
Jan, Feb, März	April, Mai, Juni	Juli, Aug, Sept	Okt, Nov, Dez

Tabelle 4-3: Aufteilung des Jahres in Quartale

Die Karte der Quartalswerte zeigt Abbildung 4-5. Wie erwartet ist zu erkennen, dass die Wolkenbedeckung zu Jahresbeginn und -ende höher ist als in der Jahresmitte. Somit ist es wichtig eine Charakterisierung der Verfügbarkeit nicht nur anhand der Jahresmittelwerte, sondern auch zumindest mit den Quartalsmittelwerten zu machen. Die Verfügbarkeit der Stationen aus Tabelle 4-2 zeigt Tabelle 4-4 aufgeteilt in die vier Quartale. Aufgelistet ist auch die Standardabweichung s der Quartalsverfügbarkeiten. Links ist wieder die Verfügbarkeit bei Linkunterbrechung durch alle Wolken, rechts bei Berücksichtigung dünner Wolken. Zur Dimensionierung eines Systems sollte der niedrigste Wert der Verfügbarkeit und deren Schwankung berücksichtigt werden. Calar Alto, Villafranca und Marseille zeigen das ganze Jahr hindurch hohe Verfügbarkeiten. Nur im Quartal 4 sinkt die Verfügbarkeit für die ersten beiden unter 50 %. Diese drei Stationen könnten für eine dauerhafte Platzierung in Frage kommen. Es ist aber zu beachten, dass Villafranca zwar eine höhere Verfügbarkeit über das Jahr hat als Calar Alto, in Quartal 1 und 4 aber nicht. Entsprechend liegt die Standardabweichung der Verfügbarkeit mit 17.0 % bei Villafranca höher als mit 11.9 % bei Calar Alto. Die Stationen in Belgien, Deutschland und Schweden sind für Bodenstationen wenig geeignet.

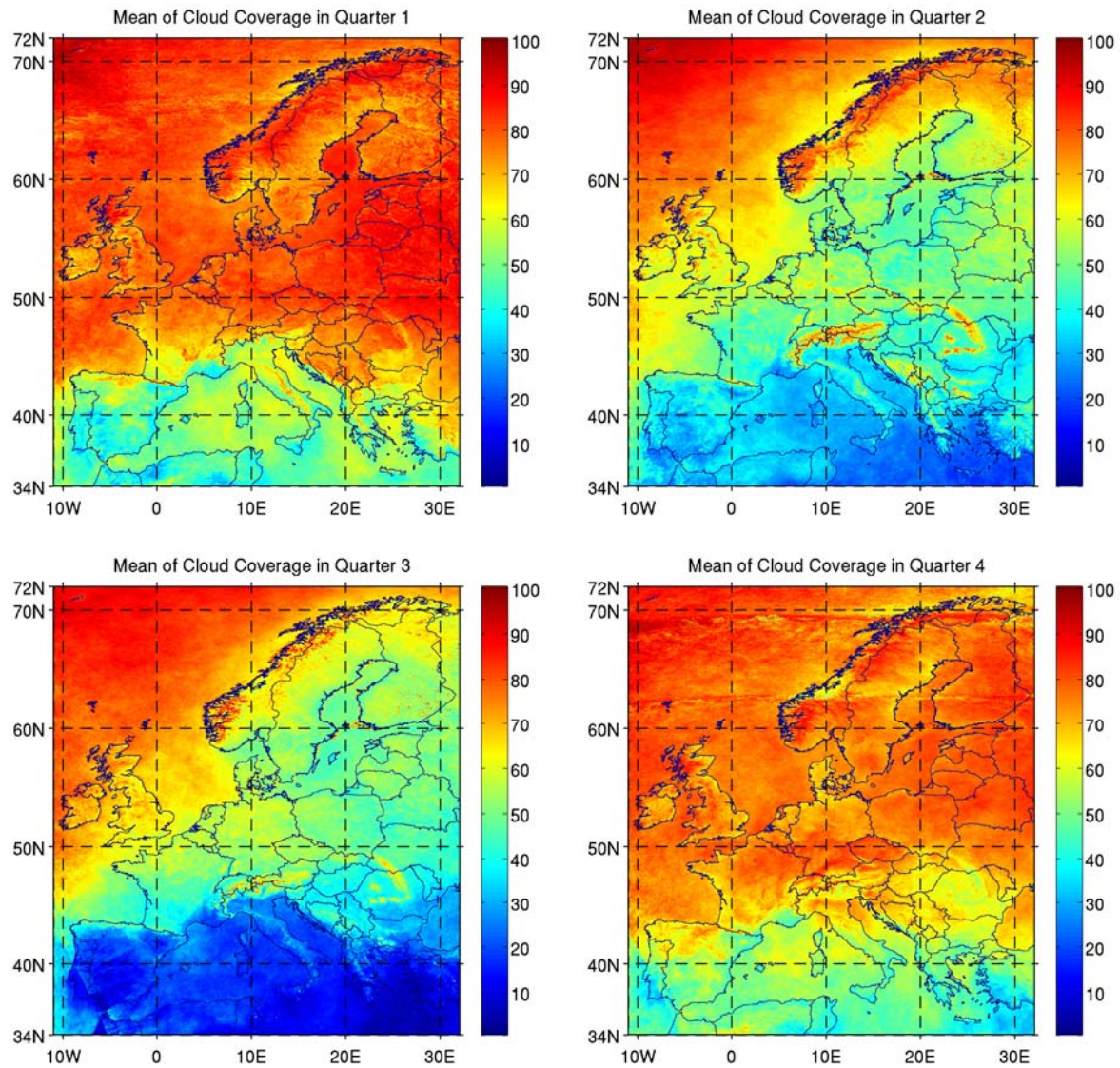


Abbildung 4-5: Mittlere Wolkenbedeckung über die einzelnen Jahresquartale. Sehr gut zu sehen ist die Dynamik der mittleren Wolkenbedeckung innerhalb eines Jahres

Standort	Quartal 1	Quartal 2	Quartal 3	Quartal 4	s
<i>Oberpfaffenhofen</i>	23.0 / 35.0	49.0 / 60.0	50.0 / 60.0	28.0 / 41.0	14.0 / 12.9
<i>Hohenpeißenberg</i>	25.0 / 36.0	52.0 / 61.0	55.0 / 61.0	34.0 / 47.0	14.4 / 12.1
<i>Neustrelitz</i>	17.0 / 29.0	43.0 / 57.0	41.0 / 55.0	26.0 / 41.0	12.4 / 13.1
<i>Redu</i>	20.0 / 32.0	38.0 / 53.0	42.0 / 51.0	22.0 / 30.0	11.1 / 12.2
<i>Kiruna</i>	23.0 / 32.0	29.0 / 41.0	41.0 / 57.0	27.0 / 46.0	7.7 / 10.4
<i>Calar Alto</i>	61.0 / 67.0	62.0 / 74.0	78.0 / 83.0	49.0 / 57.0	11.9 / 11.0
<i>Villafranca</i>	59.0 / 67.0	70.0 / 79.0	87.0 / 91.0	47.0 / 54.0	17.0 / 15.9
<i>Marseille</i>	63.0 / 74.0	75.0 / 85.0	81.0 / 93.0	54.0 / 64.0	12.1 / 12.7

Tabelle 4-4: Verfügbarkeit [%] Europäischer Bodenstationen über die einzelnen Quartale und deren Standardabweichung s. Der linke Wert ist die Verfügbarkeit bei Linkblockade durch alle Wolken, der rechte Werte mit Vernachlässigung dünner Wolken

4.3.2 Verfügbarkeit mit Bodenstationsdiversität

Indem mehrere Bodenstationen eingesetzt werden, kann das Problem hoher statistischer Wolkenbedeckung umgangen werden und die Verfügbarkeit eines Übertragungssystems erhöht werden. Das Konzept zur Verbesserung der Linkverfügbarkeit durch die Verwendung mehrerer Bodenstationen wird Bodenstationsdiversität genannt. In der Praxis wäre dies ein Szenario, bei dem mehrere HAPs, die horizontal miteinander vernetzt sind, jeweils über einer Bodenstation schweben und über einen vertikalen Pfad mit dieser Verbindung aufnehmen. Die horizontale Vernetzung bereitet keine Probleme, da die HAPs in der Stratosphäre über der Wolkenobergrenze liegen und die atmosphärischen Störungen hier klein sind. Ein Szenario zeigt Abbildung 4-6.

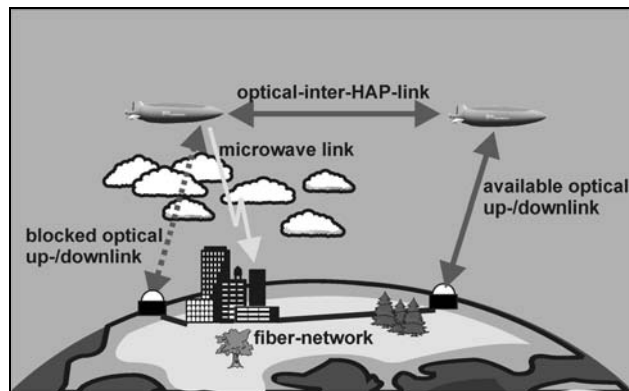


Abbildung 4-6: Bodenstationsdiversität: Mehrere HAPs werden verwendet zur stratosphärischen Vernetzung. Wenn ein Link durch Wolken blockiert wird, wird die Verbindung zwischen einem anderen HAP und der darunter liegenden Bodenstation aufgebaut; [Hen05]

Systeme mit Bodenstationsdiversität sind auch für Satellitennetze (*Sat-Nets*) möglich. Das Hauptproblem der Bodenstationsdiversität ist die statistische Anhängigkeit der Wolkenbedeckung über den jeweiligen Stationsstandorten.

Anhand von großflächigen Messdaten der Wolkenbedeckung, welche die ECC-Daten bieten, kann die Korrelation vergangener Jahre und die Verbundverfügbarkeit ausgewählter Bodenstationen simuliert werden und somit auch eine Abschätzung des Verhaltens in der Zukunft gemacht werden.

Im Gegensatz zu Kapitel 4.3.1 ist die Berechnungsweise der Verfügbarkeit eine andere. Dort werden die Mittel des Bedeckungsgrades mit der Absicht erstellt, möglichst das gesamte vorhandene Datenmaterial zu nutzen. Dies war gut möglich, da bei Berechnung der Einzelverfügbarkeiten jeder Punkt auf der Karte für sich betrachtet werden kann. Bei der Betrachtung mehrerer Stationen muss aber ein Kartenausschnitt vorhanden sein, der alle Stationen enthält. Dies stellt ein Problem dar, da die Satellitenaufnahmen jeweils nur

Messwerte innerhalb eines Streifen der ECC-Karte beinhalten (siehe Abbildung 4-1). Um nun trotzdem die bestmögliche Datenbasis zu schaffen wird folgendermaßen vorgegangen. Es wird die Anzahl und Lage der Stationen festgelegt und der zu berechnende Zeitraum. Für jeden Tag wird eine Aufnahme verwendet, von der der Wert des Bedeckungsgrades jeder Station genommen wird. Wenn für einen Tag keine Aufnahme vorhanden ist, welche Messwerte für alle Stationen enthält, wird aus mehreren Aufnahmen des gleichen Tages ein neues Bild zusammengesetzt, um die abgedeckte Fläche der Karte zu vergrößern. Es werden dann vier Werte berechnet: Die Verbundverfügbarkeit der Bodenstationen nach zwei Methoden, der Korrelationskoeffizient und der statistische Abhängigkeitsindex der einzelnen Bodenstationspaare. Die zu berechnenden Werte werden für jedes Jahr einzeln berechnet und daraus der Mittelwert für den gewünschten Zeitraum. Das vorherige Mitteln über ein Jahr ist notwendig, da die Jahre unterschiedlich viele Aufnahmen haben können und diese unterschiedliche Flächen der ECC-Karte abdecken (siehe Anhang E), was zur Ursache hat, dass für einzelne Jahre mehr oder weniger Messwerte zur Verfügung stehen. Die angewandte Vorgehensweise verhindert somit eine Übergewichtung einzelner Jahre. Die Systemverfügbarkeiten werden mit zwei Methoden berechnet:

Methode I: Berechnung der Verbundverfügbarkeit $P(V)_{Met1}$ eines Systems mit Vernachlässigung der Korrelation der Wetterzellen

Methode II: Berechnung der Verbundverfügbarkeit $P(V)_{Met2}$ eines Systems mit Berücksichtigung der Korrelation der Wetterzellen

Methode I:

Diese Methode nimmt statistische Unabhängigkeit der Wolkenbedeckung über den einzelnen Stationen an. Es sei M die Anzahl der betrachteten Stationen und N die Anzahl der Jahre des Verbundsystems. $P(V)_{Met1}$ berechnet sich dann mit

$$P(V)_{Met1} = 1 - \prod_{k=1}^M \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P(W_k)_i \right) \quad (4-10)$$

mit $P(W_k)_i$ mittlere Häufigkeit für Wolkenauftreten über der k -ten Station im i -ten Jahr.

Methode II:

Wenn eine räumliche Korrelation der Wetterzellen, in denen die Stationen liegen, berücksichtigt werden soll, wird zuerst das Jahresmittel für die Häufigkeit $P(W)_{Verbund}$ dafür berechnet, dass über einer der Stationen eine Linkblockade durch Wolken vorliegt. Es sei wieder M die Anzahl der Stationen und K die Anzahl der Bilder in einem Jahr. Dann ergibt sich

$$P(W)_{Verbund} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \left(\prod_{k=1}^M P(W_{A,k})_j \right). \quad (4-11)$$

$P(W)_{Verbund}$ Wahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten über einer der M
Stationen für ein Jahr

$P(W_{A,k})$ Wahrscheinlichkeit für Wolkenauftreten über der k -ten
Station für ein Bild

Für die Berechnung der Verbundverfügbarkeit $P(V)_{Met2}$ wird $P(W)_{Verbund}$ gemittelt über alle N Jahre und von der maximalen Verfügbarkeit abgezogen.

$$P(V)_{Met2} = 1 - \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N P(W)_{Verbund,i}. \quad (4-12)$$

Methode I und II können auf beliebig viele Stationen angewandt werden.

Der Korrelationskoeffizient ρ_{Met2} und statistische Abhängigkeitsindex χ_{Met2} wird ähnlich berechnet nach

$$X_{Met2} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4-13)$$

mit N Anzahl der Jahre

X_i ρ oder χ eines Jahres

X_{Met2} ρ_{Met2} oder χ_{Met2} gemittelt über die Jahre

Für drei unterschiedliche Szenarien wird die Verbundverfügbarkeit nach beiden Methoden berechnet. Die Differenz von $P(V)_{Met1}$ und $P(V)_{Met2}$ wird mit dem Korrelationsverlust $P(V)_{Verlust}$ bezeichnet. Dies ist der Verfügbarkeitsverlust, der durch die Korrelation der Wetterzellen entsteht, bzw. der Fehler der Verfügbarkeitsberechnung, wenn die Korrelation nicht berücksichtigt wird.

$$P(V)_{\text{Verlust}} = P(V)_{\text{Met1}} - P(V)_{\text{Met2}} \quad (4-14)$$

Für die Verfügbarkeiten wird in den Tabellen ein zweiter Wert angegeben, der aussagt, wie groß diese Verfügbarkeit bei Berücksichtigung dünner Wolken ist. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wird dafür kein separates Formelzeichen verwendet.

Szenario I: Oberpfaffenhofen (OP) – Calar Alto (CAL)

Da im Jahr 2007 das DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) Experimente mit optischen Down-Links zwischen dem Satelliten TERRASAR und der optischen Bodenstation in Oberpfaffenhofen oder Calar Alto durchführt, wurden beide Standorte für ein erstes Szenario ausgewählt. Tabelle 4-5 listet $P(V)_{\text{Met1}}$, $P(V)_{\text{Met2}}$, ρ_{Met2} und χ_{Met2} auf, sowie den Korrelationsverlust $P(V)_{\text{Verlust}}$ und die zur Berechnung verwendete Anzahl der Bilder (inkl. zusammengesetzte Bilder). Abbildung 4-7 illustriert den Verlauf von $P(V)_{\text{Met2}}$ über die Quartale des Jahres. Die horizontale graue Linie ist $P(V)_{\text{Met2}}$ für das ganze Jahr. Es ist klar ersichtlich, dass die Jahreszeit wieder erheblichen Einfluss auf das System hat. Der Unterschied zwischen günstigsten (Quartal 3) und ungünstigsten Fall (Quartal 4) liegt bei etwa 20 %. Quartal 2 liegt im Jahresdurchschnitt.

$P(V)_{\text{Met1}}$	$P(V)_{\text{Met2}}$	χ_{Met2}	ρ_{Met2}	$P(V)_{\text{Verlust}}$	Bilderanzahl
78.3 / 86.9	77.7 / 86.5	1.01	0.032	0.6 / 0.4	733

Tabelle 4-5: Berechnung der Systemverfügbarkeit für die Kombination OP-CA. Der rechte Wert gilt bei Berücksichtigung dünner Wolken.

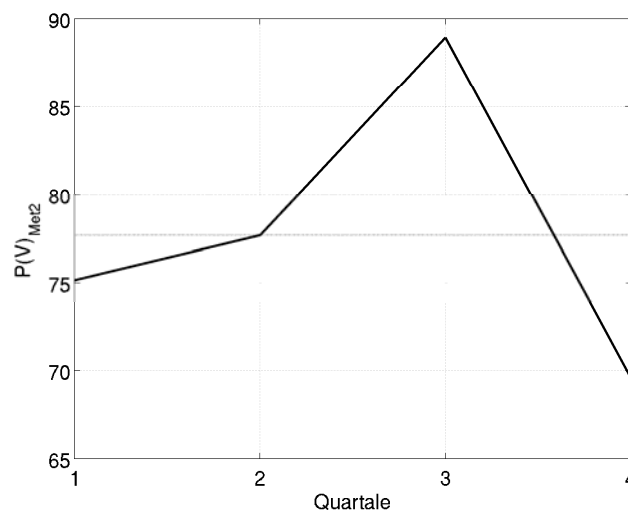


Abbildung 4-7: Verlauf der Verfügbarkeit nach Methode 2 über das Jahr

Die Berücksichtigung dünner Wolken bringt eine Erhöhung von $P(V)_{Met2}$ um 8.8 %. Das würde die Ausfallzeit von 81.4 Tagen pro Jahr auf 49.3 Tage senken.

Wegen der hohen Distanz sind beide Stationen zueinander praktisch unkorreliert, deswegen ist der Korrelationsverlust mit 0.6 %, bzw. 0.4 % klein. Somit ist anzunehmen, dass dieses System auch mit Vernachlässigung der Korrelation berechnet werden kann. Für 733 Tage konnten Messwerte beider Stationen verwendet werden. Diese teilen sich auf in 102 Tage im Jahr 2000, 300 Tage in 2004 und 331 Tage in 2005. Obwohl für das Jahr 2000 eine größere Anzahl von Bildern vorhanden ist, können nur 102 Tage verwendet werden, da das vom AVHRR/3 der NOAA-Satelliten abgedeckte Gebiet oft klein ist und Südsanien nicht enthält. Dies zeigt die Notwendigkeit der Mittelung in Formel (4-12), da ansonsten die Jahre 2004 und 2005 stark übergewichtet wären.

Die Aufschlüsselung des Berechnungsergebnisses für die einzelnen Jahre und Bestimmung der Standardabweichung s zeigt eine hohe Variabilität in der Verfügbarkeit des Systems in den einzelnen Jahren, als auch in der statistischen Abhängigkeit (Tabelle 4-6). Das Jahr 2000 wäre demnach sehr ungünstig gewesen für das Übertragungssystem gegenüber den Jahren 2004 und 2005. Die Wolkenbedeckung war sehr hoch, wie auch die Korrelation der Wetterzellen. Dieses Ergebnis zeigt, dass es notwendig ist, bei der Verfügbarkeitsberechnung möglichst viele Jahre mit einzubeziehen. Weiter sagt es aus, dass auch keine allgemein gültige Aussage über ein einzelnes Jahr gemacht werden kann, sondern nur über mehrere Jahre hinweg, da die Standardabweichung der Verfügbarkeit $P(V)_{Met2}$ mit über 10 % recht hoch ist. Wenn ein Wert auf Basis von 10 Jahren Datenmaterial berechnet wird, gilt dieser Wert wegen dieser Jahresschwankung nur für eine Zukunftsvoraussage für einen längeren Zeitraum, evtl. auch 10 Jahren [DFD06]. Zu beachten ist bei diesem Szenario der negative Wert von ρ_{Met2} und $P(V)_{Verlust}$ in den Jahren 2004 und 2005. Dieser sagt aus, dass das Wolkenauftreten über beiden Stationen gegenläufig ist und sich günstig auf die Systemverfügbarkeit auswirkt.

	$P(V)_{Met1}$	$P(V)_{Met2}$	χ_{Met2}	ρ_{Met2}	$P(V)_{Verlust}$	Bilder
2000	69.3	65.5	1.12	0.166	3.8	102
2004	81.4	82.7	0.93	-0.0627	-1.3	300
2005	84.7	84.9	0.99	-0.00810	-0.2	331
s	8.1	10.6	0.01	0.12	2.68	-

Tabelle 4-6: Korrelationsanalyse der Kombination OP-CAL für die einzelnen Jahre

Szenario II: Stationen in Deutschland

Für eine Abschätzung der Verhältnisse in Deutschland wurden vier Standorte mit geringer Wolkenbedeckung und möglichst großer Distanz zueinander ausgewählt. Die Lage der Stationen zeigt Abbildung 4-8 und das Ergebnis der Berechnung nach Methode 1 und 2 Tabelle 4-7. $P(V)_{Met2}$ erreicht nur gering höhere Werte wie in Szenario 1, trotz der doppelten Anzahl an Bodenstationen. Die Ursache sind die höhere Wolkenbedeckung in Deutschland und der größere Korrelationsverlust des Systems. Die Standardabweichung der Werte (siehe Tabelle 4-8) ist aber geringer, was die Aussagen über die Verfügbarkeit zuverlässiger macht.

$P(V)_{Met1}$	$P(V)_{Met2}$	$P(V)_{Verlust}$	Bilderanzahl
91.0 / 95.5	81.9 / 89.1	9.1 / 6.4	1019

**Tabelle 4-7: Berechnung der Systemverfügbarkeit für 4 Stationen in Deutschland.
Der rechte Wert gilt bei Berücksichtigung dünner Wolken.**

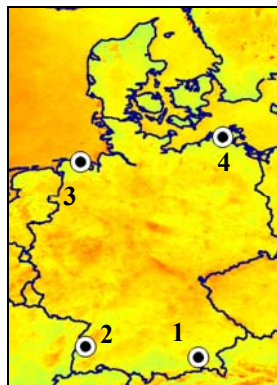


Abbildung 4-8: Lage der Bodenstationen in Deutschland

	$P(V)_{Met1}$	$P(V)_{Met2}$	$P(V)_{Verlust}$	Bilderanzahl
2000	89.9	82.6	7.3	358
2004	91.1	81.3	9.8	325
2005	92.2	81.9	10.3	336
s	1.15	0.65	1.6	

Tabelle 4-8: Korrelationsanalyse für 4 Stationen in Deutschland für die Jahre 2000/04/05

Die berechneten ρ_{Met2} und χ_{Met2} in Tabelle 4-9 zeigen eine recht hohe Korrelation der Stationen 1 mit 2 und 3 mit 4 an. Diese bringt einen Verlust der Systemverfügbarkeit $P(V)_{Verlust}$ von 9.1 %. Die Berücksichtigung dünner Wolken bei $P(V)_{Met2}$ (Tabelle 4-7, rechter Wert) bringt eine Erhöhung von 7.2 %. Was die Ausfallzeit angeht würde sich damit diese von 66.1 Tagen pro Jahr auf 39.8 Tage senken.

<i>Station Nr.</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
<i>1</i>	-	0.417 / 1.30	0.146 / 1.11	0.145 / 1.12
<i>2</i>	0.417 / 1.30	-	0.167 / 1.12	0.144 / 1.11
<i>2</i>	0.146 / 1.11	0.167 / 1.12	-	0.334 / 1.26
<i>4</i>	0.145 / 1.12	0.144 / 1.11	0.334 / 1.26	-

Tabelle 4-9: Werte von ρ_{Met2} (links) und χ_{Met2} (rechts) für die vier Stationen in Deutschland untereinander

Szenario III: Calar Alto (CAL) – Marseille (MAR) – Catania (CAT) – Iraklion (IRA)

Wenn eine mittlere Verfügbarkeit im Jahr von 99 % angestrebt wird, müssen mindestens vier Stationen mit niedrigem mittleren Bedeckungsgrad verwendet werden und diese weit voneinander entfernt platziert sein, um den Einfluss der Korrelation gering zu halten. Die Lage der Stationen für ein System, dessen Stationen über den südeuropäischen Raum verteilt sind, zeigt Abbildung 4-9 und die berechneten Verfügbarkeiten $P(V)_{Met1}$ und $P(V)_{Met2}$ Tabelle 4-10. Auf die Berechnung der einzelnen Jahreswerte wird hier verzichtet.

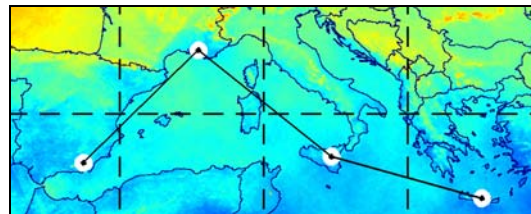


Abbildung 4-9: Verteilung der Bodenstationen in Szenario III über Europa

$P(V)_{Met1}$	$P(V)_{Met2}$	$P(V)_{Verlust}$	<i>Bilderanzahl</i>
99.2 / 99.8	98.5 / 99.5	0.7 / 0.3	577

Tabelle 4-10: Korrelationsanalyse für Stationen in IRA, CAT, MAR und CAL. Die rechten Werte sind die Verfügbarkeiten bei Berücksichtigung dünner Wolken.

Die Korrelation der Wetterzellen hat bei diesem Szenario einen geringen Einfluss. Der Korrelationsverlust beträgt 0.7 %. Der Korrelationskoeffizient liegt für alle Stationskombinationen unter 0.1, außer für die Kombination CAL-IRA. Gerade die Stationen mit dem größten Abstand besitzen die höchste Korrelation. Es ist davon auszugehen, dass dieser Ausreißer mit Erhöhen der Datenbasis verschwindet. Die Berücksichtigung dünner Wolken bringt eine Verbesserung von $P(V)_{Met2}$ von 1.0 %, womit diese die 99 % - Marke überschreitet. Die Ausfallwahrscheinlichkeit wird dann von 1.5 % auf 0.5 % gesenkt, also von 5.5 Tagen pro Jahr auf 1.8 Tage.

	<i>CAL</i>	<i>MAR</i>	<i>CAT</i>	<i>IRA</i>
<i>CAL</i>	-	0.098	0.002	0.121
<i>MAR</i>	0.098	-	0.005	0.076
<i>CAT</i>	0.002	0.005	-	0.097
<i>IRA</i>	0.121	0.076	0.097	-

Tabelle 4-11: Werte von ρ_{Met2} für die 4 Stationen in Südeuropa untereinander

Abbildung 4-10 illustriert die Zunahme der Verfügbarkeit in Szenario 3 (schwarz) unter Berücksichtigung und Vernachlässigung der Korrelation. Die Reihenfolge der hinzugenommenen Stationen mit HER als erster Station ist dabei CAT, MAR, CAL und IRA. Der Vergleich mit Szenario 2 (blau) zeigt klar den Vorteil des Systems in Südeuropa. Die höhere Verfügbarkeit ist begründet in der niedrigeren Wolkenbedeckung über den einzelnen Stationen und der großen Distanz, welche die Korrelation gering werden lässt.

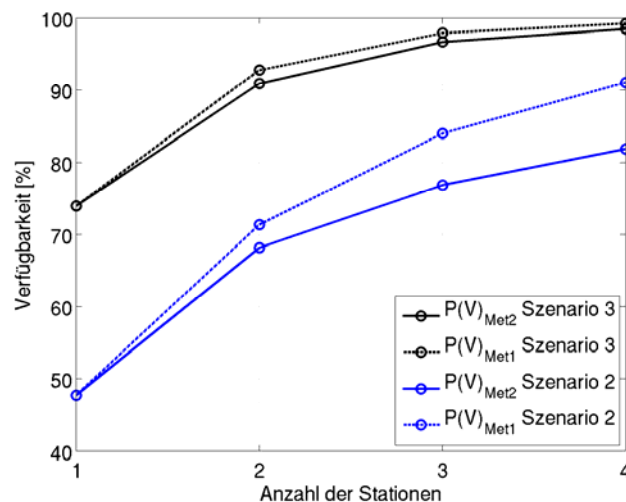


Abbildung 4-10: Erhöhung der Verfügbarkeit mit der Anzahl der Bodenstationen

Die Ausfallzeit von System 3 sinkt nach dem Verlauf von $P(V)_{Met2}$ mit Erhöhung der Stationsanzahl in Abbildung 4-10 von 94.9 Tage auf 32.9, 11.9 und schließlich 5.5 Tage. Dem gegenüber steht die Ausfallzeit in Deutschland von 190.9, 116.1, 84.3 und 66.1 Tagen. Eine angestrebte Ausfallzeit von nur einem Tag würde eine Verfügbarkeit von 99.7 % erfordern.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Die Berechnungen in Kapitel 3.1 zeigen, dass der Wellenlängenbereich, welcher in der FSO für Down-Links verwendet werden kann, in etwa bis zu $\lambda = 15 \mu\text{m}$ geht. Darüber hinaus ist die atmosphärische Dämpfung in den Boden nahen Luftschichten zu hoch. Für exponierte Stationen könnte der Bereich bis $21 \mu\text{m}$ ausgedehnt werden.

Der Verlauf der Wolkendämpfung macht deutlich, dass im Wellenlängenbereich zwischen $10 \mu\text{m}$ und $12 \mu\text{m}$ bei den meisten Wolken ein lokales Dämpfungsminimum liegt. Dieses Intervall wird vom optischen Fenster VIII eingeschlossen und es kann unter Berücksichtigung der Absorptionslinien eine Vielzahl von Wellenlängen für FSO-Anwendungen ausgesucht werden. Tabelle 5-1 zeigt eine Gegenüberstellung der Dämpfung von zwei in der FSO gebräuchlichen Laserwellenlängen, dem CO_2 -Laser und der Wellenlänge des jeweiligen Dämpfungsminimums (λ_{\min}) für Wolkenarten niedriger Dämpfung. Außer beim bodennahen Strahlungsnebel liegt der CO_2 -Laser meist weit neben λ_{\min} . Dort bewirkt er aber eine wesentliche Verbesserung der Dämpfung. Bei Advektionsnebel jedoch ist die Dämpfung mit 0.8 und 1.0 dB sogar etwas höher als bei den Wellenlängen des InGaAs- und Nd-YAG-Laser. Zirren haben eine in etwa gleiche Dämpfung. Die großen Unterschiede machen die Stratus- und Stratocumulus- Wolken aus. Dort liegt der Gewinn des CO_2 -Lasers bei 19.1 dB und 17.8 dB beim Stratus und 15.5 dB und 16.5 dB beim Stratocumulus. Die absolute Dämpfung von 31.2 dB und 16.5 dB ist mit einem großen Link-Budget tolerierbar. Zu beachten ist aber immer, dass dies für Wolken mit nur 200 m Dicke gilt und diese aber meist darüber liegt.

Wolkentyp	$A_{dB} (1064 \text{ nm})$ (Nd-YAG)	$A_{dB} (1550 \text{ nm})$ (InGaAs)	$A_{dB} (10,6 \mu\text{m})$ (CO_2)	$A_{dB} [\text{dB}]$ (λ_{\min})
Stratus (200 m)	49.0	50.3 / 11.7	31.2	29.0 (11.13 μm)
Stratocumulus (200 m)	32.0	33.0	16.5	15.8 (11.05 μm)
Advektionsnebel (100 m)	12.6	12.8	13.6	11.6 (11.60 μm)
Strahlungsnebel (100 m)	3.9	4.3	0.77	0.76 (10.40 μm)
Zirrus (1000 m)	4.4	4.4	4.5	4.4 (500 nm)

Tabelle 5-1: Vergleich der Dämpfung verschiedener Wolkentypen bei in der FSO eingesetzten Wellenlängen, der Wellenlänge des CO_2 – Lasers und der Wellenlänge des jeweiligen lokalen Dämpfungsminimum.

Wenn man nun den Vorteil der MIR-Wellenlängen anhand von λ_{\min} bewertet, haben diese immer niedrigere Dämpfungswerte gegenüber den aufgeführten Laserwellenlängen. Bei

den meisten Wolken ist dieser Vorteil nicht von Nutzen, da deren Gesamtdämpfung für alle Wellenlängen über 50 dB liegt, z.B. bei Cumulus, Altostratus und Nimbostratus. Nur bei wenigen Wolkenarten, etwa denen in Tabelle 5-1, und bei Nebel könnte die Kommunikation fortgeführt werden. Außer bei Zirren beschränkt sich das Dämpfungsminimum auf den Bereich von $10\text{ }\mu\text{m}$ bis $12\text{ }\mu\text{m}$. Deshalb ist die Verwendung eines Senders mit in diesem Intervall veränderlicher Wellenlänge am sinnvollsten.

Bei der Dämpfung der reinen Atmosphäre spielen im optischen Fenster VIII weder die Jahreszeit, der Breitengrad oder die Höhe der Bodenstation eine große Rolle. Im optischen Fenster IX dagegen ergeben sich große Unterschiede (siehe Abbildung 3-11 und Abbildung 3-12). Dieser Wellenlängenbereich ist aber bzgl. einer Verbesserung der Transmission durch Wolken für die FSO uninteressant, da er gegenüber den NIR-Wellenlängen keine Verbesserung bringt.

Ein Problem bei der Verwendung von Wellenlängen, welche im solaren Spektrum liegen, ist die Einschränkung der Bewegungsfreiheit wegen von der Sonne verursachten Hintergrundlichteffekten. Da die solare Strahlung im MIR keinen Einfluss hat und die thermische Strahlung der Atmosphäre kein extremes Maximum unter bestimmtem Sichtwinkel, kann der gesamte Himmelsbereich angesteuert werden. Somit erleidet die Verfügbarkeit einer Station keinen Verlust durch Sichteinschränkungen bzgl. der Sonne.

Die Berechnung der Verfügbarkeit eines Systems anhand der ECC-Daten gibt eine Abschätzung über dessen reale Verfügbarkeit. Um diese Abschätzung jedoch zu verbessern ist es notwendig die Datenbasis zu erhöhen und bezüglich der Regelmäßigkeit der Messungen zu verbessern. Die Berechnung der Verfügbarkeit der einzelnen Quartale in Szenario 1 hat gezeigt, dass es wichtig ist ein System mit Bodenstationsdiversität mit Augenmerk auf den schlimmsten anzunehmenden Fall, d.h. die Quartale 1 und 4, zu entwerfen. Auch schwanken die Wetterverhältnisse in den einzelnen Jahren, was zu unterschiedlichen Werten der Verfügbarkeit, des Korrelationskoeffizienten und statistischen Abhängigkeitsindex führt.

Bezüglich der Korrelation kann man sagen, dass diese im südeuropäischen Raum ab einer Distanz von etwa 900 km weitestgehend vernachlässigbar ist, was die Werte von ρ_{Met2} und χ_{Met2} in Szenario 3 zeigen. Bei kürzeren Distanzen wie in Szenario 2 entstehen hohe Verluste der Verfügbarkeit durch Korrelation der Wetterzellen. Dies führt dazu, dass die Anzahl der Stationen erhöht werden muss, um das gleiche Ergebnis zu erreichen, welches ohne Korrelation vorhanden wäre. Die Ausfallzeit eines Systems von mehreren Tagen ist

nicht tolerierbar für kommerzielle, dauerhaft genutzte Kommunikationsnetze. Wenn es sich aber um Übertragung von Messdaten eines Satelliten zur Erde handelt, welche kurze Zeit zwischengespeichert werden können, kann diese Ausfallzeit möglicherweise noch geduldet werden. Ansonsten sind Systeme mit weit mehr als nur 4 Bodenstationen nötig.

Um ein aussagekräftiges Link-Budget berechnen zu können, das den Vorteil oder Nachteil eines FSO-Systems im MIR zeigt, müssen noch weitere Aspekte untersucht werden. Diese sind die Berechnung der Einflüsse durch Brechungsindexturbulenzen, die Dämpfung durch Aerosole und die Evaluierung möglicher Sender und Empfänger. Diese könnten CO₂-oder Quantenkaskadenlaser und HgCdTe-Detektoren (Mercury Cadmium Telluride Detectors) sein. Weiter wichtig ist auch eine Betrachtung der Mehrfachstreuung in Wolken, welche eine Degradierung der Impulsform bewirken kann.

Für eine genauere Abschätzung der Verfügbarkeit sollten die Berechnungen mit größerer Datenbasis wiederholt werden und mit Daten aus einer zweiten Quelle (z.B. synoptische Daten) verglichen werden. Zur genauen Identifikation potentieller Bodenstationen ist es auch notwendig ein Bewertungssystem zu entwickeln, das alle für die Auswahl relevanten Aspekte wie mittlere Wolkenbedeckung, Verlauf der Wolkenbedeckung über das Jahr, Korrelation der Wetterzellen, niedrige Turbulenz, niedrige Aerosoldichte und existierende Infrastruktur enthält.

Auf Basis der AVHRR/3 Daten ist es auch möglich, eine ECC-Karte der optischen Dicke bestimmter Wellenlänge zu berechnen. Dies würde die Berechnung der Verfügbarkeit sehr präzise machen, wenn eine maximal zugelassene Dämpfung durch Wolken berücksichtigt würde. Der Vorteil einer MIR-Wellenlänge gegenüber einer im NIR könnte dadurch klar berechnet werden.

Was die verwendeten Softwaretools LibRadtran und GENLN2 angeht, wurden diese auf ihre Verwendbarkeit überprüft. LibRadtran kann in Zukunft verwendet werden, um Dämpfungs- und Strahlungsberechnungen zu machen wenn berücksichtigt wird, dass dessen grobe Wellenlängenauflösung im infraroten Spektralbereich die Absorptions- und Emissionslinien unterschlägt. GENLN2 ist sehr genau und kann jegliche Linienstruktur berechnen, ist aber in der Bedienung recht umständlich und komplex. Für zukünftige Berechnungen kann evtl. das DLR eigene VirtualLab verwendet werden, wenn es in einer voll funktionstüchtigen Version zur Verfügung steht. Dieses vereint verschiedene Programme zur Berechnung der atmosphärischen Transmission und Strahlung in einem virtuellen Labor und bietet eine graphische Benutzeroberfläche.

Literaturverzeichnis

- [Chu89] J. H. Churnside, Kamran Shaik: *Atmospheric Propagation issues relevant to optical communications*. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-159, Boulder, Colorado, 1989.
- [Cow89] K. Cowles: *Site Selection Criteria for the Optical Atmospheric Visibility Monitoring Telescope*. TDA Progress Report 42-97, 1989.
- [Dei69] D. Deirmendjian: *Electromagnetic Scattering On Spherical Polydispersions*. Elsevier, New York, 1969.
- [Die57] G. Dietze: *Einführung in die Optik der Atmosphäre*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig, 1957.
- [DIN84] Deutsche Industrienorm: DIN 5031 Teil 7. Beuth Verlag, Berlin, 1984.
- [DLR06] Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt.
<http://wdc.dlr.de/sensors/avhrr3/index.html>, 2006.
- [DFD06] Gesprächsnotiz mit Gerhard Gesell, Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt (DLR), Deutscher Fernerkundungsdienst, 2006.
- [Edw92] D. P. Edwards: GENLN2, *A General Line-by-Line Atmospheric Transmittance and Radiance Model*, Version 3.0, Description and Users Guide, National Center For Atmospheric Research, Colorado, 1992.
- [Gar04] P. Garcia, A. Benarroch, Jose M. Riera: *Spatial distribution of cloud cover: effect on multi-beam satellite links*. Polytechnic University of Madrid, ETSI Telecommunication, 2004.
- [Gei06] Geiger, C. Ting, E. J. Burlbaw, J. Ding, S.-D. Sheu: *3.5 micron free-space laser communication*. Proc. of Spie Vol. 6304, 2006.
- [Gig04] D. Giggenbach: *Optimierung der optischen Freiraumkommunikation durch die Atmosphäre*. Dissertationsschrift, Fakultät für Elektrotechnik, Universität der Bundeswehr München, 2004.
- [Häc04] H. Häckel: *Wolken*. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 2004.
- [Hen04] H. Henniger: *Systemaspekte optisch – atmosphärischer Downlinks von stratosphärischen Kommunikationsplattformen für Direktempfangssysteme*. Masterarbeit an der Fachhochschule München, 2004.
- [Hen05] H. Henniger, D. Giggenbach, J. Horwath, C. Rapp: *Evaluation of Optical Up and Downlinks from High Altitude Platforms Using IM/DD*. Proc. of SPIE Vol. 5712, 2005.
- [Hul57] H. C. Van De Hulst: *Light Scattering by Small Particles*. John Woley & Sons Inc., New York, 1957.

- [Iqb83] M. Iqbal: *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto, 1983.
- [ISC06] *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)*.
<http://isccp.giss.nasa.gov/>, 2006.
- [Kar88] S. Karp, R. M. Gagliardi, S. E. Moran und L. B. Stotts: *Optical Channels*. Plenum Press, 1988.
- [Käs01] M. Kästner und K.-T. Kriebel: *Alpine cloud climatology using long-term NOAA-AVHRR satellite data*. Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), Institut für Physik der Atmosphäre, Report No. 140, 2000.
- [Kuh74] P. M. Kuhn, H. K. Weickmann, M. J. Lojko, L. P. Stearns: *Transfer of Infrared Radiation Through Clouds*. Applied Optics, Vol. 13, No. 3, 1974
- [Kyl05] A. Kylling, B. Mayer: *LibRadtran – library for radiative transfer calculations*. Edition 1.0 for LibRadtran version 1.1 – beta. 2005.
- [Kyl91] T. G. Kyle: *Atmospheric Transmission, Emission & Scattering*. Pergamon Press, 1991.
- [Lam95] S. G. Lambert und W. L. Casey: *Laser Communication in Space*. Artech House, Boston London, 1995.
- [Lio92] K. N. Liou: *Radiation and Cloud Processes In The Atmosphere*. Oxford University Press, 1992.
- [Mah04] M. A. Naboulsi, H. Sizun, F. de Fornel: *Fog attenuation prediction for optical and infrared waves*. Opt. Eng. 43(2) p. 319 – 329, 2004.
- [Mar04] R. Martini, A. Y. Cho: *Optical free-space communications at middle infra-red wavelengths*. Proc. Of SPIE Vol. 5359, P. 196-202, 2004.
- [Mät02] C. Mätzler: *MATLAB Functions for Mie Scattering and Absorption*. Institut für Angewandte Physik, Universität Bern, Research Report No. 2002-08, Schweiz, 2002.
- [Mee04] R. Meerkötter: *A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations* Geophysical Research Letters, Vol. 31, 2004.
- [Pra69] W. Pratt: *Laser Communication Systems*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1969.
- [Sha93] K. Shaik und D. Wonica: *Optical Subnet Concepts for the Deep Space Network*. JPL TDA Progress Report 42-115, 1993.
- [Sha88] K. S. Shaik: *A Preliminary Weather Model for Optical Communications Through the Atmosphere*. TDA Progress Report 42-95.
- [She89] Eric. P. Shettle: *Models of Aerosols, Clouds and Precipitation for Atmospheric Propagation Studies*. Conference Proceedings, Copenhagen, 1989.

-
- [Smi96] F. G. Smith: *Atmospheric Propagation of Radiation, The Infrared and Electro-Optical Systems Handbook*. SPIE Optical Engineering Press, Bellingham, 1996.
- [Wei01] T. Weigel, K. Kudielka, B. Thieme, H. Mannstein, R. Meyer, C. Werner, V. Banakh, W. Holota und S. Manhart: *Optical Ground Station*. ESA Studie, ESA Contr. No.: 14231/00/NL/WK, 2001.
- [Zis96] G. J. Zissis: *Sources of Radiation, The Infrared and Electro-Optical Systems Handbook*. SPIE Optical Engineering Press, Bellingham, 1996.

Anhang

A	Die verwendeten Simulationstools.....	68
A.1	GENLN2.....	68
A.2	LibRadtran	70
B	Algorithmen zur Berechnung der Atmosphärischen Transmission.....	71
B.1	LOWTRAN	71
B.2	MODTRAN.....	72
B.3	FASCODE.....	72
B.4	HITRAN – Datenbank	73
C	Beispieldateien für LibRadtran und GENLN2.....	74
C.1	LibRadtran	74
C.1.1	Atmosphärische Transmission.....	74
C.1.2	Wolkendämpfung.....	75
C.2	GENLN2.....	76
D	Parameter zur Erstellung der Tröpfchengrößenverteilung	84
E	Statistik des verwendeten Datenmaterials	85

A Die verwendeten Simulationstools

A.1 GENLN2

Das Simulationstool GENLN2 führt die Transmissions- und Strahlungsberechnungen durch mit einer internen Standardauflösung von 0.0005 cm^{-1} . Mit dieser hohen Auflösung ist möglich, im MIR und FIR monochromatische Vorgänge ausreichend genau zu beschreiben. GENLN2 ist aufgeteilt in verschiedene, einzeln zu bedienende Module. Vier dieser Module, das Programm HITLIN, LAYERS, GENLN2 und GENGRP werden für die Berechnungen der atmosphärischen Transmission und Strahlung in dieser Arbeit verwendet. Die Struktur des Programms zeigt Abbildung A-1. Diese Module werden im Folgenden erläutert.

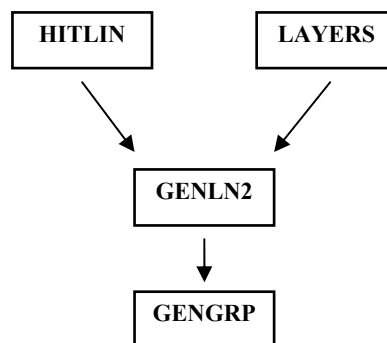


Abbildung A-1: Programmstruktur der Genln2 – Suite

HITLIN

Das Programm HITLIN erzeugt eine Binärdatei mit Spektralliniendaten, welche von GENLN2 benutzt wird. Die Daten werden aus der HITRAN-Datenbank für ein vorgegebenes Wellenzahlintervall und definierte Gase herausgenommen. Die Inputs zu HITLIN sind eine benutzerdefinierte Inputdatei, um die Aufgabe zu definieren, und eine oder mehrere Liniendatendateien des Standard HITRAN Formats. Der Output ist eine GENLN2-Liniendatendatei.

LAYERS

Die Berechnung der Transmission elektromagnetischer Strahlung durch die Atmosphäre kann anhand von verschiedenen atmosphärischen Modellen durchgeführt werden. Das Programm LAYERS des GENLN2-Programmpakets übernimmt die

Atmosphärenmodellierung, indem es die Gaskonzentration u_j (Formel (3-8)) entlang der Übertragungsstrecke bestimmt, die in der Transmissionsberechnung von GENLN2 verwendet wird. Die Atmosphäre ist in einzelne Schichten (Layers) unterteilt, um eine Berechnung auf Basis homogener Verhältnisse innerhalb dieser Schichten zu ermöglichen. Es wird festgelegt, welche Gase für die Berechnung berücksichtigt werden sollen. Für die Transmission im MIR-Bereich relevant sind dabei nach [Chu89] die Gase Wasserdampf (H_2O), Kohlenstoffdioxid (CO_2) und Ozon (O_3). Weiter hinzugenommen wurden Distickstoffmonooxid (N_2O), Kohlenstoffmonooxid (CO) und Methan (CH_4), welche aber nur sehr geringen Einfluss haben [Smi96]. Die anderen in der Atmosphäre enthaltenen Spurengase können vernachlässigt werden. Die zurückgelegte Strecke eines Lichtstrahls innerhalb einer Schicht ist ein Pfad. Für jedes Gas wird ein separater Gaspfad definiert, dessen optische Dicke für jede Schicht in GENLN2 berechnet wird. Dieser Pfad kann senkrecht durch die einzelnen Schichten oder in einem bestimmten Einfallswinkel laufen. Um nun die optische Dicke für eine Punkt zu Punkt Verbindung über mehrere Schichten oder für mehrere Gase zu berechnen, müssen so genannte Mischpfade verwendet werden. Diese sind die Zusammenfassung mehrerer Einzelpfade innerhalb einer Schicht oder über mehrere Schichten hinaus. Abbildung zeigt die Zusammensetzung eines Mischpfades aus seinen Einzelpfaden über fünf Schichten der Gase H_2O , CO_2 und O_3 .

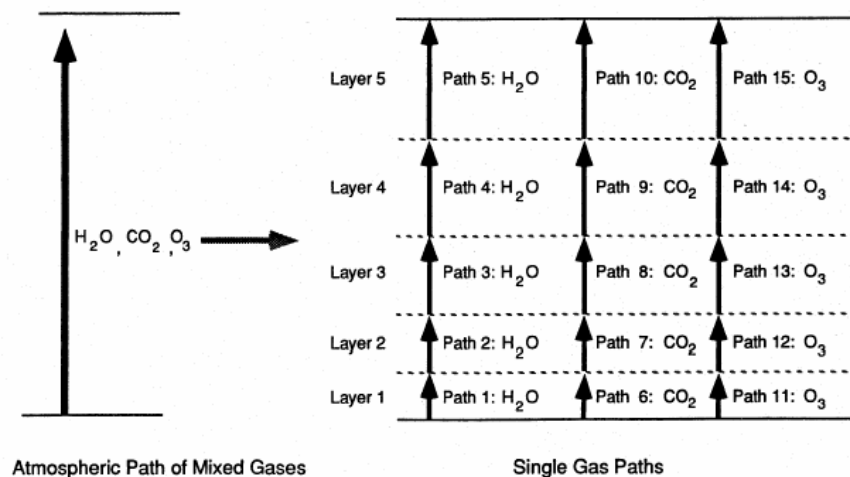


Abbildung A-2: Beispiel der Zusammensetzung eines Mischpfades von Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid und Ozon aus seinen 15 Einzelpfaden; [Edw92]

GENLN2

Dieses Programm führt die eigentliche Line-By-Line Berechnung durch. Als Input werden die erzeugten Dateien von HITLIN und LAYERS verwendet und eine Benutzerdatei zur Steuerung der Simulation. GENLN2 hat zwei Outputdateien. Eine Formatierte enthält eine Zusammenfassung der Benutzervorgaben und der erzeugten Spektren, Die zweite ist unformatiert und ist zur Weiterverarbeitung von GENGRP gedacht. Sie enthält die Ergebnisse der Transmissions- und Strahlungsberechnung aller Spektren (siehe Formel (3-7)).

GENGRP

GENGRP erzeugt aus der unformatierten Output-Datei eine ASCII-Datei, welche mit Matlab eingelesen und das Ergebnis dargestellt werden kann. Um die Daten nicht auswuchern zu lassen, kann auch die Auflösung noch begrenzt werden.

A.2 LibRadtran

Das LibRadtran-Softwarepaket ist eine Programmsuite ähnlich zu GENLN2 für die Berechnung der atmosphärischen Effekte. Für den Spektralbereich im MIR verwendet das Hauptprogramm uvspec das niedrig aufgelöste LOWTRAN Modell. Somit ist es nur sinnvoll einsetzbar, um die Lage der Atmosphärischen Fenster zu bestimmen und genauer zu untersuchende Bereiche zu identifizieren. Dies übernimmt dann GENLN2. Die Suite enthält auch das Tool MIE, welches mit den Inputparametern der komplexen Brechzahl n und Größenverteilungsfunktion $f(r)$ die Extinktion durch eine Polydispersion unter Verwendung der Mie-Theorie berechnen kann. Wie die Module der GENLN2-Suite sind die Tools der LibRadtran-Suite auch kommandozeilenbasiert und erzeugen auf Basis eines Atmosphärischen Profils und verschiedener Inputparameter im Inputfile ein formatiertes Outputfile.

B Algorithmen zur Berechnung der Atmosphärischen Transmission

Es gibt eine Reihe von Berechnungsalgorithmen, welche für die Simulation der atmosphärischen Dämpfung und Strahlung eingesetzt werden können. Die wichtigsten davon werden kurz vorgestellt.

B.1 LOWTRAN

LOWTRAN (LOW TRAnsition code) ist ein Berechnungsmodell für niedrige Auflösung. Als ein Bandmodell berechnet es eine mathematische Annäherung des Spektralbandes. Dabei wird angenommen, dass die Linienpositionen ν_0 und Stärken S_i eine Verteilung haben, welche mit einer einfachen mathematischen Gleichung erfasst werden kann. Bandmodelle berechnen die mittlere Transmission $\bar{\tau}$ über einen Spektralbereich wie sie definiert ist mit

$$\bar{\tau} = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\nu-\Delta\nu/2}^{\nu+\Delta\nu/2} \tau(\nu) d\nu. \quad (\text{A-1})$$

Ein oft verwendetes Model zur Annäherung ist das Elsasser Model. Es verwendet die Annahme, dass die Spektrallinien eine gleichmäßige Verteilung, gleiche Stärke und Halbwertsbreiten haben. Die Transmissionsfunktion wird gemittelt über ein Intervall, welches dem Abstand der Mittenfrequenzen entspricht. LOWTRAN bedeckt den Wellenzahlbereich von 0 bis 50,000 cm^{-1} bei einer Auflösung von 20 cm^{-1} . Die Atmosphäre ist aufgeteilt in 32 Schichten von NN bis 100 km Höhe und die Schichtdicke variiert von 1 km bis 25 km Höhe, 5 km von 25 bis 50 km und die letzten beiden Schichten sind 20 km und 30 km dick. Es können verschiedene Atmosphärenmodelle verwendet werden. Das Model wird wegen seiner geringen Auflösung hauptsächlich verwendet für Breitbandbetrachtungen und sollte nicht verwendet werden für Laserübertragung durch die Atmosphäre, wenn Linienabsorption wichtig ist [Smi96].

B.2 MODTRAN

MODTRAN (MODerate TRAnsition code) ist weitgehend identisch zu LOWTRAN, bis auf eine höhere Auflösung von 2 cm^{-1} . Auch sind Berechnungen in höheren Atmosphärenschichten genauer.

B.3 FASCODE

Für schmalbandige Systeme, wie es bei der Laserübertragung der Fall ist, bietet FASCODE (FAST atmospheric CODE) eine hohe Auflösung, mit der es möglich ist, für jede Spektrallinie den Absorptionskoeffizienten einzeln zu berechnen und somit die Linienstruktur des Absorptionsspektrums zu erfassen. Dieser führt eine Line-By-Line Berechnung durch. Somit ist die Auflösung frei wählbar, abhängig von der Auflösung der Linienparameter der meistens verwendeten HITRAN-Datenbank (High-resolution TRANsmision molecular absorption database). Unter der Annahme einer eingestellten Auflösung von 0.01 cm^{-1} zeigt Abbildung B-1 einen Vergleich der Auflösungsschritte der drei Berechnungsmodelle im Wellenlängenbereich. Wegen der reziproken Beziehung zwischen Wellenzahl und Wellenlänge verschlechtert sich die Auflösung bei konstanter Wellenzahlaufösung mit steigender Wellenlänge.

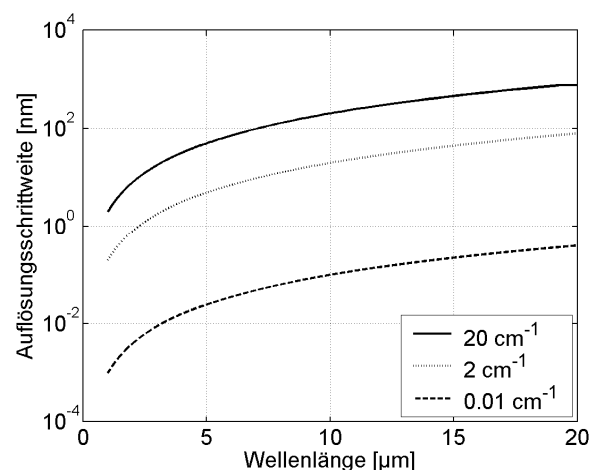


Abbildung B-1: Vergleich der Auflösung von LOWTRAN, MODTRAN und FASCODE.

B.4 HITRAN-Datenbank

Die HITRAN Datenbank ist kein Berechnungsalgorithmus, sondern bildet die Basis der hoch auflösenden Berechnung von FASCODE. Sie besteht aus experimentell und rechnerisch ermittelten spektroskopischen Parametern, mit denen sich die einzelnen Absorptionslinien berechnen lassen können. Diese Daten bezeichnen die Stärke, Halbwertsbreite, Form und Mittenfrequenz dieser Linien und deren Temperatur und Druckabhängigkeit. Die Datenbank wird vom Phillips Laboratory Geophysics Directorate laufend erweitert und enthält derzeit Daten über 37 Moleküle und deren Isotope für über 1,7 Mio Spektrallinien [Smi96]. LOWTRAN und MODTRAN verwenden HITRAN indirekt, d.h. die Parameter werden passend zur Auflösung gewählt. FASCODE nutzt die Datenbank direkt und erreicht somit seine hohe Auflösung.

C Beispieldateien für LibRadtran und GENLN2

C.1 LibRadtran

C.1.1 Atmosphärische Transmission

Dieses LibRadtran – Projekt berechnet ein niedrig aufgelöstes Spektrum ($\Delta\nu = 20 \text{ cm}^{-1}$) von $\lambda = 1.0 \text{ }\mu\text{m}$ bis $\lambda = 14.0 \text{ }\mu\text{m}$ für die reine Atmosphäre bei Blickrichtung in Zenith für das Model Midlatitude Summer. Die Verwendung der Berechnungsmethode SBDART ist gleichbedeutend mit LOWTRAN.

Aufruf mit csh - Skript

Die Input-Datei ist `uvspec_clearFM.INP`, die zu erzeugende Output-Datei `uvspec_clearFM.INP`.

```
#!/bin/csh
../tools/uvspec <../projectsFM/uvspec_clearFM.INP> ../projectsFM/uvspec_clearFM.OUT
#
```

INPUT-Datei <uvspec_clearFM.INP>

<code>atmosphere_file ../data/atmmod/afglms.dat</code>	<code># Location of atmospheric profile file.</code>
<code>solar_file ../data/solar_flux/kurudz_1.0nm.dat</code>	<code># Location of the extraterrestrial # spectrum</code>
<code>day_of_year 170</code>	<code># Correct for Earth-Sun distance</code>
<code>albedo 0.0</code>	<code># Surface albedo</code>
<code>sza 0.0</code>	<code># Solar zenith angle</code>
<code>rte_solver disort</code>	<code># Radiative transfer equation solver</code>
<code>deltam on</code>	<code># delta-M scaling on</code>
<code>nstr 6</code>	<code># Number of streams</code>
<code>correlated_k SBDART</code>	<code># define use of LOWTRAN</code>
<code>transmittance</code>	<code># calculate only transmittance</code>
<code>wavelength 1000 20000</code>	<code># Wavelength range [nm]</code>

```
output_user lambda edir                                # define desired outputs
```

C.1.2 Wolkendämpfung

Dieses LibRadtran-Projekt berechnet die Wolkendämpfung anhand der Mie-Streuung mit der Methode von Bohren und Huffmann (BH) für eine Partikelgrößenverteilung in der Datei sizedist_Sc.out und Brechzahl von Wasser in einem Wellenlängenintervall von 500 nm bis $50\text{ }\mu\text{m}$ und

Aufruf mit csh-Skript

Die INPUT-Datei ist mie_FM.INP, die zu erzeugende OUTPUT-Datei mie_FM.OUT.

```
#!/bin/csh
../tools/mie <../projectsFM/mie_FM.INP> ../projectsFM/mie_FM.OUT
#
```

INPUT – Datei <uvspec_clearFM.INP>

```
mie_program BH                                # calculation algorithm
refrac water                                  # index of refraction
size_distribution_file ../data/FM/sizedist_Sc.out # ASCII-file with
                                                    # particle distribution
wavelength 500. 50000.                        # wavelength interval
wavelength_step 10.                            # resolution
```

C.2 GENLN2

Dieses GENLN2-Projekt berechnet ein hoch aufgelöstes Spektrum von $\nu = 850 \text{ cm}^{-1}$ bis $\nu = 1000 \text{ cm}^{-1}$ mit Einbezug der Gase H_2O , CO_2 und O_3 . Die Auflösung von bestimmt mit den Variablen $\text{DELTA} / \text{NDIV} = 0.01 \text{ cm}^{-1}$. Die Beispiele der Programmmodule erfolgen in der Reihenfolge, in der auch die Berechnung stattfinden muss.

Programm HITLIN

Aufruf mit csh-Skript

```
#!/bin/csh
cd ..
rm -f fort.4 fort.10
rm -f ../v4dat/FM_Data/FM_hitlin_op.dat
ln -s hitran96.par fort.4
ln -s ../v4dat/FM_Data/FM_hitlin_ip.dat fort.10
./hitrun
#
```

INPUT-Datei <FM_hitlin_ip.dat>

```
!-----
*TITLES
'FM Atmosphaerische Transmission: HT96 100 - 14000 cm-1'    ! define title
!-----
*LINDAT
1                                                              ! number of files
10, 'hitran96.par'                                           ! format of line labels
                                                            ! and file name
!-----
*RANGES
825., 1025.                                                  ! spectrum range [cm-1]
!-----
*OUTPUT
'../v4dat/FM_Data/FM_hitlin_op.dat'                          ! name of OUTPUT
                                                            ! - file
3                                                            ! machine specifier
!-----
*ENDINP
!-----
```


Programm LAYERS

Aufruf mit csh-Skript

```
#!/bin/csh
cd ..
rm -f fort.10 fort.50
ln -s ../v4dat/FM_Data/FM_layers_ip.dat fort.10
./layrun
cp fort.50 ../v4dat/FM_Data/FM_layers_op.dat
#
```

INPUT-Datei <FM_layers_ip.dat>

```
!-----
!..TITLE INFORMATION FOR THIS LAYERS RUN (*TITLES) [MANDATORY]
*TITLES
!
! 1A. Title of this LAYERS run (80 characters max):          TITLEP
'FM: Zenith Simulation genln2.v4'
!!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..MODEL PROFILE (*MODPRO) [MANDATORY if *USEPRO is not supplied]
*MODPRO
!
! 1A. Filename of model profile data set to be used (80 characters max): FNAFGL
'../v4dat/glatm.dat'
!
! 2A. Number of model profile to be used :                  MONO
!   1. Tropical      2. Midlatitude Summer
!   3. Midlatitude Winter 4. Subarctic Summer
!   5. Subarctic Winter 6. U.S. Standard
2
! model choice
!!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..INTEGRATION PARAMETERS (*SUBLAY) [MANDATORY]
*SUBLAY
!
! 1A. Integration sub-layer accuracy :                      NP
! 1B. Refraction switch :                                    LREF
10, .TRUE.
!number of sublayer
! calculate refraction
!!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..FREQUENCY PARAMETERS (*FREQCY) [MANDATORY]
*FREQCY
!
! 1.A Lower wavenumber bound of proposed GENLN2 calculation : V1
! 1.B Upper wavenumber bound of proposed GENLN2 calculation : V2
825, 1025
! interval of spectrum
!!!!!!! End of section !!!!!!!
```

```

!-----
!..AUTOMATIC LAYERING (*DEFLAY)
! [MANDATORY if and only if *USEPTH, *USELAY, and *GASLAY are not supplied]
*DEFLAY
!
! Default layering controls:
! 1.A Max variation factor for average Voigt half width across a layer.
!   This value should lie between 1.0 and 2.0:                WDIF
! 1.B Max temperature difference (K) across a layer at
!   the bottom of the atmosphere :                            TDIFB
! 1.C Max temperature difference (K) across a layer at
!   the top of the atmosphere :                               TDIFT
2.0, 5.0, 30.0                                              ! parameter for
                                                            ! layering
!
! 2.A Atmosphere boundaries at height ('H') or pressure ('P') levels:    COOR
! 2.B Number of different path gases in each layer :                    NOGAS
'H', 3                                                         ! number of gases
!
! For each different layer path gas (IG=1,NOGAS) 1 input record
! 3.A Line file no to be used in output file for paths of this gas :    IFILE(IG)
! 3.B Molecular ID of gas :                                             LISTG(IG)
! 3.C Isotope ID of gas :                                              LISTI(IG)
! 3.D Line shape character string (8 Char.) to be used in
!   output file for paths of this gas :                                SHAPE(IG)
! 3.E Continuum character string specifier 'CON'  ' or 'NOCON'
!   to be used in output file for paths of this gas :                  CNTM(IG)
! 3.F Dummy
1, 1, 0, 'VOIGT',  'CON', 0.                                       ! H2O
1, 2, 0, 'VOIGTCO2',  'CON', 0.                                     ! CO2
1, 3, 0, 'VOIGT',  'NOCON', 0.                                       ! O3
!
! 4.A Atmosphere lower boundary (km if COOR='H' or mb if COOR='P') :    ALL
! 4.B Atmosphere upper boundary (km if COOR='H' or mb if COOR='P') :    ALU
! 4.C Ray initial zenith angle (theta_0) at bottom of atmosphere :      THETAA
0.0, 80.0, 0.0                                                  ! Def. of geometry
!!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..END OF LAYERS INPUT (*ENDINP) [MANDATORY]
*ENDINP
!!!!!!! End of section !!!!!!!

```

Programm GENLN2

Aufruf mit csh-Skript

```
#!/bin/csh
cd ..
rm -f fort.10 fort.50
rm -f ../v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_ops.dat ! unformatted output
rm -f ../v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_opd.dat ! formatted output
ln -s ../v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_ip.dat fort.10
./genrun >& ../v4dat/FM_Data/genrun.FM_rad.log
cp fort.50 ../v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_opd.dat
#
```

INPUT-Datei <FM_rad_genln2_ip.dat>

```
!-----
!..TITLE INFORMATION AND SUMMARY OUTPUT SPECIFICATION FOR THIS
GENLN2 RUN
!..(*TITLES) [MANDATORY]
*TITLES
!
!   1A. Title of this GENLN2 run (40 characters MAX) :           TITLE
'FM: Nadir Simulation Transmission genln2.v4'
!
!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..THE GAS LINE DATA FILE(S) TO BE USED (*GASFIL) [MANDATORY]
*GASFIL
!
!   1A. No. of line data files to be read:                       NFILE
!   1B. Machine specifier, determines record length:            MACH
!       MACH=1: 4 byte/word, OPEN RECL in words (eg. VAX, ANSI stand)
!       MACH=2: 4 byte/word, OPEN RECL in bytes (eg. IBM RISC)
!       MACH=3: 8 byte/word, OPEN RECL in bytes (eg. CRAY)
!       This should be the same as was used in HITLIN
1, 3
!       line cutoff
0., 0.
!
!
!   For each file (IFILE=1,NFILE) 4 input records
!-----
!   2A. Filename of line data file:                               FNAM(IFILE)
'../v4dat/FM_Data/FM_hitlin_op.dat'
!
!
!   3A. No. of gases to be read from this file:                  NGAS(IFILE)
3
!
```

```

! 4A. Molecular ID's of the gas(es) to be read:
!           (LGASES(IFILE,IGAS),IGAS=1,NGAS(IFILE))
1, 2, 3
!
! 5A. Line data version(s) to be chosen:
!           (LCHOSE(IFILE,IGAS),IGAS=1,NGAS(IFILE))
10, 10, 10
!-----
!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..DEFAULT CALCULATION OF WIDE MESH BOUNDARY WAVENUMBER GRID
(*DEFGRD)
!..[MANDATORY if one of *USEGRD, *GRDFIL or *RADIOM is not supplied]
*DEFGRD
!
! 1A. The minimum wavenumber to be considered (cm-1):           FMIN
! 1B. the lower integration (passband) wavenumber (cm-1):       FPSL
! 1C. the upper integration (passband) wavenumber (cm-1):       FPSU
! 1D. the maximum wavenumber to be considered (cm-1):           FMAX
! 1E. the wide mesh constant wavenumber interval spacing (cm-1): DELTA
! 1F. The wavenumber range either side of a wide mesh interval for
!     which a fine grid line-by-line calculation is performed (cm-1): FEXC
! 1G. the wavenumber range either side of the current interval
!     outside of which lines are not considered (cm-1):          FWIND
! 1H. the parameter specifying the division of the wide mesh
!     wavenumber interval to produce the fine mesh wavenumber grid: NDIV
825., 850., 1000., 1025., 10.
1., 25., 1000, -1
!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..PATH PARAMETERS READ FROM EXTERNAL FILE, EG. LAYERS OUTPUT
FILE (*PTHFIL)
*PTHFIL
!
! 1A. File name of external path parameter file:                 PFNAM
! './v4dat/FM_Data/FM_layers_op.dat'
!
! File PFNAM then contains the same information as the
! *PTHPAR section beginning with input record 2
!!!!!! End of section !!!!!!!
!-----
!..MIXING PATHS TO FORM ATMOSPHERIC MIXED PATHS (*MIXING) [NOT
MANDATORY]
*MIXING
!
! 1A. No. of mixed paths to be calculated:                       NPMIX
26
!
! Mixing table is of length NPATH and depth NPMIX:
! (remember NPATH is the sum of the number of paths read
! in the *PTHPAR and the *PTHFIL sections)

```

```

!   The required mixing table parameters are:-
!   2A. The mixed path index:                                IPMIX
!   2B. the mixing table:      (TABMIX(IPATH,IPMIX),IPATH=1,NPATH))
!   Each new mixed path must begin a new line, and the
!   input field must not exceed 130 characters.
!
1 R0T0   1 R0T24 R0T0   1 R0T24 R0T0   1 R0T24
2 R0T1   1 R0T23 R0T1   1 R0T23 R0T1   1 R0T23
3 R0T2   1 R0T22 R0T2   1 R0T22 R0T2   1 R0T22
4 R0T3   1 R0T21 R0T3   1 R0T21 R0T3   1 R0T21
5 R0T4   1 R0T20 R0T4   1 R0T20 R0T4   1 R0T20
6 R0T5   1 R0T19 R0T5   1 R0T19 R0T5   1 R0T19
7 R0T6   1 R0T18 R0T6   1 R0T18 R0T6   1 R0T18
8 R0T7   1 R0T17 R0T7   1 R0T17 R0T7   1 R0T17
9 R0T8   1 R0T16 R0T8   1 R0T16 R0T8   1 R0T16
10 R0T9   1 R0T15 R0T9   1 R0T15 R0T9   1 R0T15
11 R0T10  1 R0T14 R0T10  1 R0T14 R0T10  1 R0T14
12 R0T11  1 R0T13 R0T11  1 R0T13 R0T11  1 R0T13
13 R0T12  1 R0T12 R0T12  1 R0T12 R0T12  1 R0T12
14 R0T13  1 R0T11 R0T13  1 R0T11 R0T13  1 R0T11
15 R0T14  1 R0T10 R0T14  1 R0T10 R0T14  1 R0T10
16 R0T15  1 R0T9   R0T15  1 R0T9   R0T15  1 R0T9
17 R0T16  1 R0T8   R0T16  1 R0T8   R0T16  1 R0T8
18 R0T17  1 R0T7   R0T17  1 R0T7   R0T17  1 R0T7
19 R0T18  1 R0T6   R0T18  1 R0T6   R0T18  1 R0T6
20 R0T19  1 R0T5   R0T19  1 R0T5   R0T19  1 R0T5
21 R0T20  1 R0T4   R0T20  1 R0T4   R0T20  1 R0T4
22 R0T21  1 R0T3   R0T21  1 R0T3   R0T21  1 R0T3
23 R0T22  1 R0T2   R0T22  1 R0T2   R0T22  1 R0T2
24 R0T23  1 R0T1   R0T23  1 R0T1   R0T23  1 R0T1
25 R0T24  1 R0T0   R0T24  1 R0T0   R0T24  1 R0T0
26 R1T75
!!!!!! End of section !!!!!!
!-----
!..RADIANCE CALCULATION (*RADNCE) [NOT MANDATORY]
*RADNCE
!
!   1A. No. of radiating atmospheres to be calculated:      NATM
!   2A. Logical switch: perform flux calc if .true.
1 .false.
!   For each atmosphere (IATM=1,NATM) 3 input records
!-----
!   Layer table data consists of the following:-
!   2A. The radiating atmosphere index:                      IATM
!   2B. the viewing parameter:                                IVIEW(IATM)
!   2C. the layer emission parameter:                          IEMS(IATM)
!   2D. the no. of layers in the atmosphere:                  NLAY(IATM)
!   2E. path or mixed path specifier for total layer absorption: LAYSP(IATM)
!   2F. the path (LAYSP(IATM)=1) or mixed path nos.(LAYSP(IATM)=2)
!       to be used to specify the layer total absorption in order
!       of radiation travel:      (LAYER(ILAY,IATM),ILAY=1,      NLAY(IATM))

```

```

1, 2, 1, 25, 2,
25 24 23 22 21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1
!
!   If IVIEW(IATM)=2 then the initiating surface parameters are supplied:
!   3A. Atmospheric boundary temperature (K):          TBDY(IATM)
!   3B. temperature of the initiating surface:         TINIT(IATM)
!   3C. emissivity of initiating surface:              EMSTY(IATM)
3.0, 0.0, 1.0000
!
!   If IEMS(IATM)=2 different paths/mixed paths can to be used for
!   layer emission to those used for layer transmittance:
!   4A. path or mixed path specifier for emission layer absorption:    LEMSP(IATM)
!   4B. the path (LEMSP(IATM)=1) or mixed-path nos.(LEMSP(IATM)=2)
!       to be used to specify the layer emission in order
!       in order of radiation travel: (LAYEMS(ILAY,IATM),ILAY=1,NLAY(IATM))
! LEMSP(1), LAYEMS(1,1) LAYEMS(2,1) LAYEMS(3,1) .... LAYEMS(NLAY(1),1)
!-----
!!!!!! End of section !!!!!
!-----
!..UNFORMATTED OUTPUT FILE SPECIFICATION (*OUTPUT) [NOT
MANDATORY]
*OUTPUT
!
!   1A. File name of output file:
!       OPFNAM
! './v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_ops.dat'
!
!   Data to be output is specified by IDAT parameter
!   for the following categories:-
!   IDAT= 1 Path point transmission spectrum;
!         = 2 Path integrated transmission spectrum;
!         = 3 Mixed path point transmission spectrum;
!         = 4 Mixed path integrated transmission spectrum;
!         = 5 Layer point transmission spectrum;
!         = 6 Layer integrated transmission spectrum;
!         = 7 Layer point radiance spectrum;
!         = 8 Layer integrated radiance spectrum.
!   The following section is repeated for each required IDAT.
!-----
!   2A. Index (1 thro' 8 above):          IDAT
3
!
!   For IDAT = 1, 2, 3 or 4:
!   3A. no. of paths or mixed paths to be output:          NP
!       if all paths are to be printed set NP<0.
!   For IDAT = 5, 6, 7 or 8:
!   3A. atmosphere no. for output:          IATM
!       if all atmospheres are to be output set IATM<0.
!   3B. no. of layers to be output:          NP
!       if all layers are to be output set NP<0.
1

```

```

!
!   For all IDAT:
!   4A. List of path, mixed path or layer nos. for output;
!       only required if NP>0:           (IOPGR(IDAT,IATM,I),I=1,NP)
26
!-----
7
1,-1
!-----
!!!!!! End of section !!!!!!
!-----
!..END OF GENLN2 INPUT (*ENDINP) [MANDATORY]
*ENDINP
!!!!!! End of input data to GENLN2 !!!!!!

```

Programm GENGRP

Aufruf mit csh-Skript

```

#!/bin/csh
cd ..
rm -f ../v4dat/FM_Data/FM_rad_gengrp_op.dat
./grprun < ../v4dat/FM_Data/FM_rad_gengrp_ip.dat
#

```

INPUT-Datei <FM_rad_gengrp_ip.dat>

```

../v4dat/FM_Data/FM_rad_genln2_ops.dat
../v4dat/FM_Data/FM_rad_gengrp_op.dat

n           ! output of normalized spectra?
y           ! is the whole range to be output
1           ! number of spectra to be output
n           ! are wide mesh binned spectra to be plotted
n           ! do you want to supply your own curve captions
xt          ! output of mixed path transmission spectrum
26          ! number of mixed path
n           ! degrade spectra with instrument line shape function?
y           ! are all points to be plotted?

```

D Parameter zur Erstellung der Tröpfchengrößenverteilung

Tabelle D-1 enthält die Wolkenparameter zur Erstellung von $f(r)$ nach der Formel (3-11),
Tabelle D-2 die Parameter zur Erstellung mit Formel (3-14).

<i>Wolkentyp</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>N</i> [cm ³]	<i>W</i> [g/m ³]	<i>r_m</i> [μm]	<i>α_{ext}</i> [km ⁻¹], λ = 550 nm
<i>Heavy Advection Fog</i>	3	0.3	0.027	20	0.37	10.0	28.74
<i>Moderate Radiation Fog</i>	6	3.0	607.5	200	0.02	2.0	8.67
<i>Cumulus</i>	3	0.5	2.604	250	1.00	6.0	130.8
<i>Stratus</i>	2	0.6	27.0	250	0.29	3.33	55.18
<i>Stratocumulus</i>	2	0.75	52.734	250	0.15	2.67	35.65
<i>Altostratus</i>	5	1.111	6.268	400	0.41	4.5	91.04
<i>Nimbostratus</i>	2	0.425	7.676	200	0.65	4.7	87.08
<i>Cirrus</i>	6	0.09375	2.21*10 ⁻¹²	0.025	0.06405	64.0	1.011
<i>Thin Cirrus</i>	6	1.5	0.011865	0.5	3.128*10 ⁻⁴	4.0	0.083

Tabelle D.1: Parameter für die Erstellung von $f(r)$ mit Werten aus [She89]

<i>Wolkentyp</i>	<i>Basis</i> [km]	<i>Vert. Dicke</i> [km]	<i>r_m</i> [μm]	<i>N</i> [cm ⁻³]	<i>W</i> [g/m ³]
<i>Stratus</i>	0.1 – 0.7	0.2 – 0.8	3.33	250	0.29
<i>Stratocumulus</i>	0.6 – 1.5	0.2 – 0.8	2.67	250	0.15
<i>Nimbostratus</i>	0.1 – 1.0	2 - 3	4.7	200	0.65
<i>Altostratus</i>	2 - 6	0.2 - 2	4.5	400	0.41
<i>Cumulus</i>	0.5 – 1.0	0.5 – 5	6	250	1
<i>Cirrus</i>	6 - 10	1.0 – 2.5	64	0.025	0.064
<i>Nebel</i>	0	0 – 0.15	2.0 / 10	200 / 20	0.02 / 0.37

Tabelle D.2: Parameter für die Erstellung von $f(r)$ mit Werten aus [Lio92]

E Statistik des verwendeten Datenmaterials

Den Verlauf der Anzahl der Satellitenbilder für die einzelnen Jahre zeigt Abbildung E-1. In den Jahren 2004, 2005 und 2006 sind die Bilder recht gleichmäßig verteilt. Im Jahr 2000 hingegen steigt die Anzahl gegen Jahresende. Die Anzahl der Bilder, der Tagesmittelwert der Anzahl und die Varianz sind aufgelistet in Tabelle E-1.

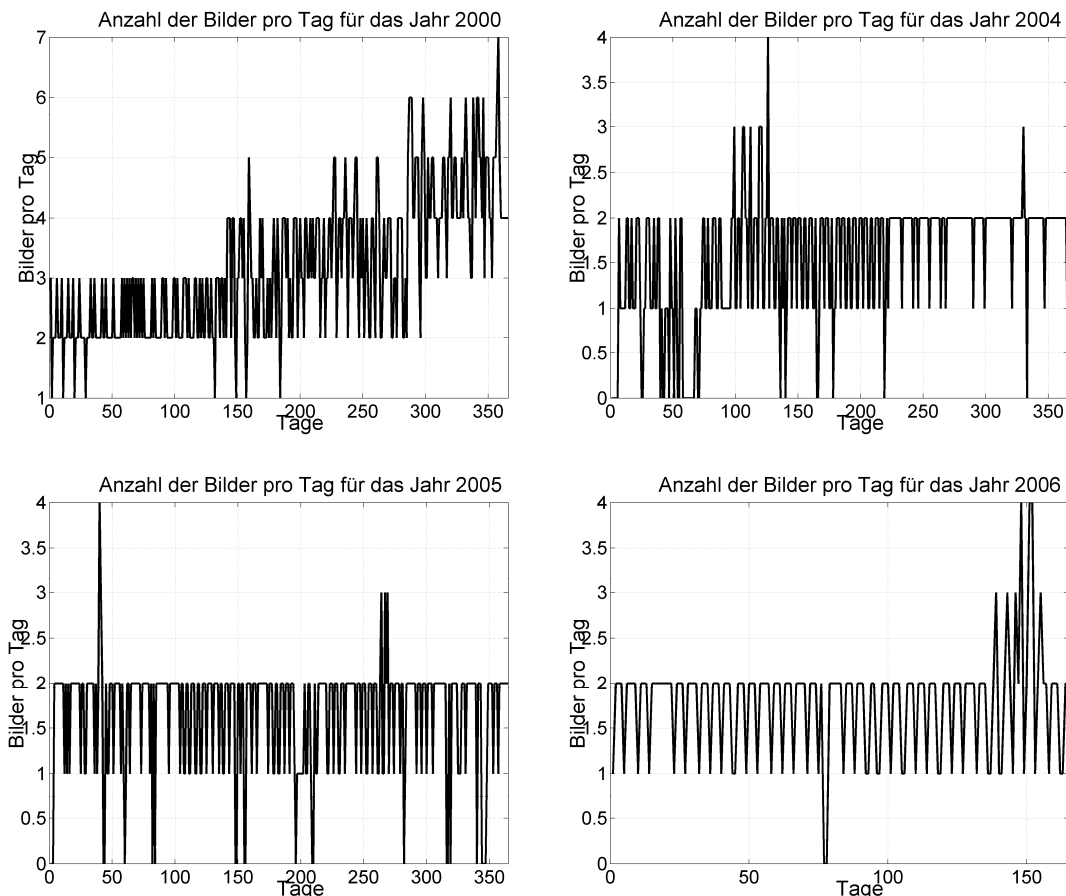


Abbildung E-1: Verlauf des Datenmaterials für die Jahre 2000/04/05/06

	2000	2004	2005	2006
<i>Monate</i>	1 – 12	1 - 12	1 - 12	1 - 5
<i>Bilderanzahl</i>	1149	574	603	292
<i>Mittelwert der Bilder pro Tag</i>	3.14	1.57	1.65	1.77
<i>Varianz der Bilder pro Tag</i>	1.36	0.49	0.40	0.36

Tabelle E-1: Verteilung des vorhandenen Datenmaterials auf die einzelnen Jahre

Abbildung E-2 zeigt Beispiele der Wolkenklassifikation mehrerer Satellitenaufnahmen. Die roten und schwarzen Flächen sind die Bildteile, welche keine Messwerte enthalten.

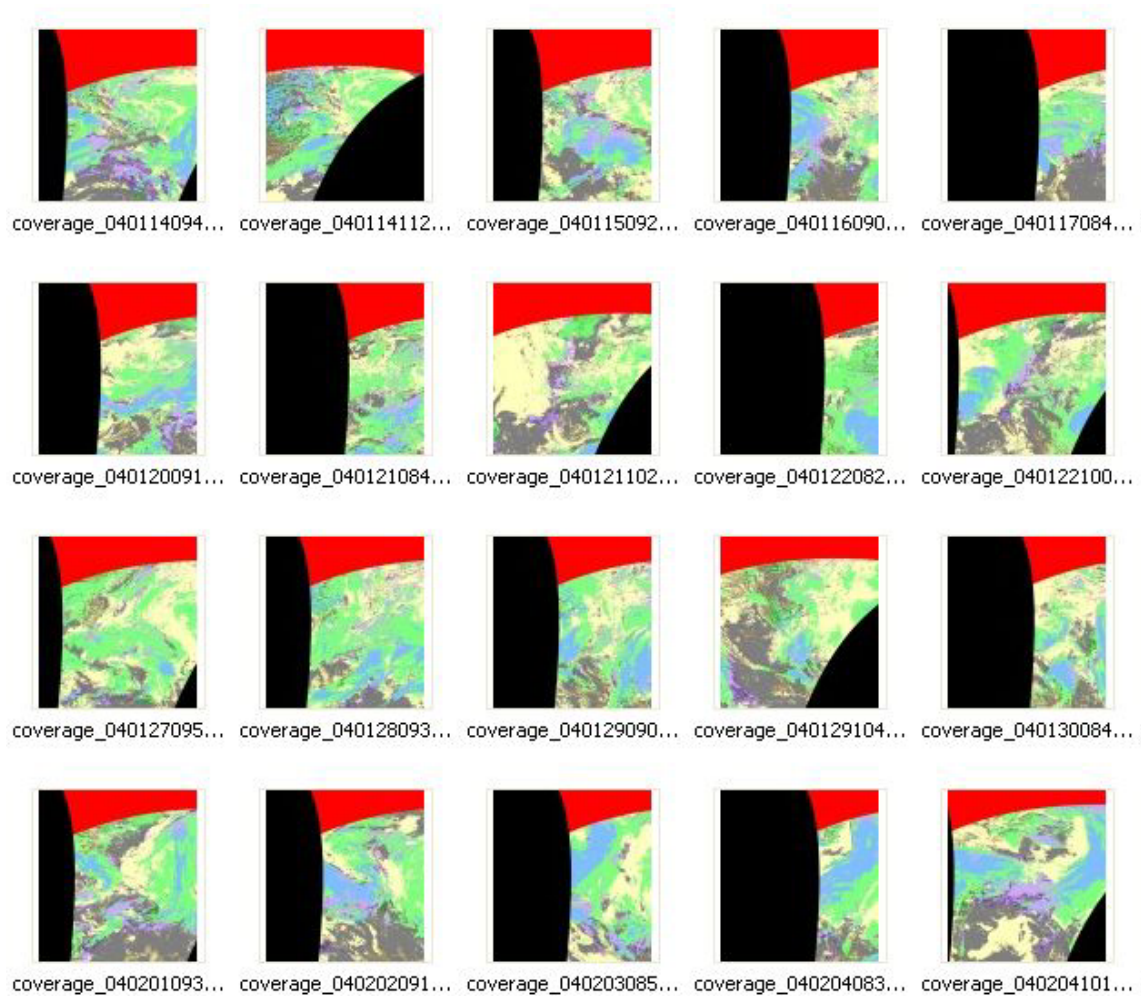


Abbildung E-2: Beispiele der Wolkenklassifikation der Satellitenaufnahmen

Selbständigkeitserklärung

Erklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig und unter Verwenung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel angefertigt habe.

München, den

(Florian Moll)

Thesen

1. Die Optische Nachrichtentechnik nimmt mehr und mehr an Bedeutung zu.
2. Innerhalb der Optischen Nachrichtentechnik wird das Gebiet der optischen Freiraumkommunikation immer wichtiger.
3. Optische Freiraumübertragung kann die erforderliche Bandbreite in der zukünftigen Luft- und Raumfahrt zur Verfügung stellen und ist leistungseffizienter als Mikrowellenverbindungen.
4. Atmosphärisch - optische Verbindungen werden bei Wolkenaufkommen meistens unterbrochen.
5. Die Mie-Streuung bietet eine Berechnungsmöglichkeit der Wolkendämpfung.
6. Für Berechnungen können Wolken modellhaft mit ihren Partikelgrößenverteilungsfunktionen beschrieben werden.
7. Lange Wellenlängen werden weniger gestreut als kurze, aber nicht notwendigerweise weniger absorbiert.
8. Innerhalb der optischen Fenster im infraroten Spektrum stören viele Absorptionslinien die Transmission.
9. Die Simulations-Suite GENLN2 bietet ausreichend hohe Genauigkeit, um alle Absorptionslinien zu erfassen.
10. Das Problem der Wolkendämpfung kann umgangen werden durch Platzierung von optischen Bodenstationen in wenig bewölktem Gebiet.
11. Zur Lokalisierung günstiger Standorte können hoch aufgelöste Satellitenmessdaten verwendet werden.
12. Die Verfügbarkeit eines Systems kann erhöht werden durch Anwendung eines Verfahrens der Bodenstationsdiversität.
13. Die Korrelation der Wetterzellen muss bei der Dimensionierung eines Systems mit Bodenstationsdiversität beachtet werden.